天气分析和预报

北京大学地球物理系气象教研室　编

科学出版社

760154

勘　　误

《天气分析和预报》

1. 第76页倒2行 $m/d = 300$ 公里 应改为 $d = 300$ 公里。
2. 第78页图6.5上下颠倒，左右颠倒［(a) 应改为 (d)，(b) 应改为 (c)，(c) 应改为 (b)］，图中不等式的顺序则不变。
3. 第87页图6.20左、右上方 $\frac{1}{R} > 0$ 都应改为 $\frac{1}{R} < 0$；中下方 $\frac{1}{R} < 0$ 应改为 $\frac{1}{R} > 0$；$\frac{\partial \zeta}{\partial t} < 0$ 应改为 $\frac{\partial \zeta}{\partial t} > 0$。
4. 第87页图6.21左上方 $\frac{1}{R} < 0$ 应改为 $\frac{1}{R} > 0$；左下方 $\frac{1}{R} > 0$ 应改为 $\frac{1}{R} < 0$。
5. 第88页图6.23 (a) 下方 $\frac{\partial \zeta}{\partial t} > 0$ 应改为 $\frac{\partial \zeta}{\partial t} < 0$。

统一书号：13031·439
定　　价：3.60 元

本社书号：662·13-15

Archive of Prof. Shaowu Wang's books, papers, and manuscripts
https://doi.org/10.7910/DVN/0BFMKL

天气分析和预报

北京大学地球物理系气象教研室编

山东省
水利勘测设计院革命委员会
资料专用章

周新宇扫描
2022. JAN 29

科学出版社
1976

内 容 简 介

本书主要论述天气分析与预报的基本原理和基本知识．介绍预报方法时以短期天气预报为主，同时扼要叙述中期形势预报及中长期统计预报的基本概念与方法．

全书共分五篇．第一篇重点阐述大气热力学和动力学的基本知识以及气压系统发展的理论；第二篇主要分析东亚各种天气系统及其发展演变的基本规律；第三篇阐述大气环流及其变化并扼要介绍中期形势预报的基本概念；第四篇讲述各种主要气象要素形成的物理因子及其短期预报方法；第五篇介绍了单站及区域的旬、月及年度预报的基本方法．

本书可供从事天气预报工作的同志和一般气象工作者参考，亦适合具有中学以上文化程度初学天气预报的同志学习使用．

天气分析和预报

北京大学地球物理系气象教研室编

*

科学出版社出版

北京朝阳门内大街137号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行　各地新华书店经售

*

1976年8月第一版　开本：787×1092　1/16

1976年8月第一次印刷　印张：36　插页：2

印数：0001—10,750　字数：845,000

统一书号：13031·439

本社书号：662·13—15

定价：3.60元

前　言

经过无产阶级文化大革命，我国的气象事业正在朝气蓬勃地发展，广大气象工作者迫切需要适当的教材参考．在1970—1972年期间，我们举办了两期天气预报进修班，对象主要是具有初中文化程度的在职气象工作人员．在教学过程中，编写了一套讲义．为了满足初学天气预报以及广大从事天气预报工作人员的需要，在这套讲义的基础上经修改补充写成本书．

本书力求作到使读者对于天气预报有关知识能有比较全面的了解，因此既包括与实际预报有关的内容，基础理论部分也占相当大的比重．从内容上讲，天气学与动力气象学方面的内容是主体，但也纳入了普通气象学、气候学、中长期预报和大气环流等学科中必要的内容．这些都是从事天气预报工作所需要的．

全书取材主要参考了国内外的有关文献资料，以及我们在教学过程中积累的一部分材料．由于本书主要是讲天气预报的基本理论与基础知识，所以流体动力学方法的数值天气预报、统计预报等比较专门的内容没有写进去或写的很少．另外，有些内容如高原天气分析与预报、卫星云图的应用等也未编入．

限于我们的思想和业务水平，本书肯定存在不少缺点和错误，热烈欢迎读者提出批评指正．

北京大学地球物理系气象教研室

目　　录

第一篇　理　论　基　础

第一章　大气基本状况 …… 1
第一节　大气的基本特征 …… 1
第二节　主要的气象要素 …… 2
第三节　气体定律和状态方程 …… 6
第四节　主要气象要素随高度的变化 …… 10
第二章　大气静力学与地转风关系 …… 15
第一节　大气的静力学平衡 …… 15
第二节　地转风 …… 21
第三节　热成风 …… 27
第三章　大气热力学基础 …… 30
第一节　热力学第一定律 …… 30
第二节　干空气热力学 …… 33
第三节　湿空气的热力学 …… 35
第四节　大气热力学方程 …… 39
第四章　大气层结的稳定度 …… 45
第一节　稳定度的概念及其判别方法 …… 45
第二节　条件性不稳定 …… 50
第三节　影响层结稳定度变化的因子 …… 54
第五章　大气动力学基础 …… 62
第一节　大气动力学方程 …… 62
第二节　散度和连续方程 …… 68
第六章　天气系统变化的理论基础 …… 75
第一节　涡度的基本概念及其表示方法 …… 75
第二节　涡度方程及其各项的物理意义 …… 80
第三节　绝对涡度守恒和大气长波 …… 83
第四节　正压大气中天气系统的变化 …… 86
第五节　地形对天气系统的影响 …… 89
第六节　地面气压系统的发展 …… 91
第七节　垂直运动方程和发展指标 …… 95
第八节　斜压大气中高空天气系统的发展 …… 98

第二篇　东亚天气系统和天气过程

第七章　锋 …… 100
第一节　气团和锋的基本概念 …… 100

第二节　锋面的一般特征 …… 102
第三节　锋面分类与锋面天气 …… 108
第四节　锋生锋消 …… 113
第五节　地面图上的锋面分析方法 …… 120
第六节　地形对锋面的影响 …… 122
第八章　冷高压活动与寒潮 …… 124
第一节　概述 …… 124
第二节　寒潮天气过程 …… 127
第三节　寒潮的预报问题 …… 142
第九章　锋面气旋 …… 145
第一节　概述 …… 145
第二节　气旋生活史 …… 148
第三节　东北低压与蒙古低压 …… 151
第四节　江淮气旋与东海气旋 …… 157
第五节　东亚的气旋活动 …… 160
第十章　锋区急流和西风带大型扰动 …… 164
第一节　行星锋区 …… 164
第二节　急流 …… 166
第三节　大气长波 …… 170
第四节　阻塞高压 …… 177
第五节　切断低压 …… 179
第十一章　西风带的中型扰动——短波 …… 181
第一节　短波活动时高空气压形势场的一般情况 …… 181
第二节　短波活动时我国地区的天气 …… 184
第三节　短波活动要点及其有关天气的预报 …… 189
第四节　关于扰动及其尺度的简单概念 …… 190
第十二章　切变线、涡和梅雨天气过程 …… 193
第一节　切变线、涡出现时的高空和地面形势场 …… 193
第二节　切变线和涡活动时的天气 …… 195
第三节　盛夏降水时的高空切变线和涡 …… 198
第四节　切变线、涡及其有关天气的预报 …… 201
第五节　梅雨天气过程 …… 202
第十三章　副热带高压 …… 211
第一节　概述 …… 211
第二节　副热带高压的结构 …… 213
第三节　西太平洋高压(脊)的活动 …… 217
第四节　影响我国的其它类型副热带高压 …… 221
第十四章　台风及其它低纬天气系统 …… 224
第一节　台风的地面特点和天气 …… 224
第二节　台风的空间结构 …… 229
第三节　台风形成的条件 …… 234
第四节　台风路径和台风移动的规律 …… 239

第五节 东风波 …… 247
第六节 赤道辐合带 …… 250
第十五章 中小尺度天气系统 ……254
第一节 中小系统的特点及其特征数值 …… 254
第二节 雷雨单体 …… 255
第三节 飑线 …… 258
第四节 对流性天气形成的条件 …… 262
第五节 对流性天气的季节变化和地理分布 …… 271
第六节 中小尺度天气分析 …… 272
第七节 对流性天气的预报 …… 274
第八节 冰雹 …… 281
第九节 龙卷低压和龙卷 …… 285

第三篇 大气环流和中期形势预报

第十六章 大气环流的基本知识 ……289
第一节 大气环流概论 …… 289
第二节 大气环流的平均场 …… 296
第三节 极地环流概况 …… 317
第四节 热带环流概况 …… 323
第十七章 大气环流的变化 ……328
第一节 大气环流的年变化 …… 328
第二节 季节转换时的环流特征 …… 330
第三节 大气环流的中短期变化 …… 339
第十八章 大型环流调整和中期形势预报 ……360
第一节 中高纬(北支)西风带环流调整 …… 360
第二节 冬半年南支西风带的环流调整 …… 369
第三节 夏季副热带环流的调整 …… 371
第四节 上、下游效应和“能量频散”原理 …… 378
第五节 中期形势预报 …… 383

第四篇 要 素 预 报

第十九章 风的预报 ……391
第一节 摩擦层和动量下传 …… 391
第二节 局地热力环流和地形动力作用 …… 393
第三节 地面风的预报 …… 396
第四节 产生大风的几种天气形势 …… 398
第五节 高空风的预报 …… 400
第六节 急流和晴空湍流 …… 401
第二十章 温度的预报 ……406
第一节 影响气温变化的因子 …… 406
第二节 地表层的局地热量收支 …… 407
第三节 气温日变化 …… 410

第四节　温度预报 …… 411
第五节　灾害性温度预报 …… 414
第二十一章　云的预报 …… 420
第一节　形成和影响云的物理因子的分析 …… 420
第二节　低云的预报 …… 422
第三节　中高云的预报 …… 429
第四节　云量、云高、云厚的预报 …… 431
第二十二章　雾的预报 …… 432
第一节　雾的形成过程 …… 432
第二节　蒸发雾 …… 433
第三节　辐射雾 …… 436
第四节　平流雾 …… 438
第五节　雾的生、消与某些气象要素的关系 …… 440
第六节　雾的日变化 …… 441
第二十三章　降水预报 …… 443
第一节　水汽条件 …… 443
第二节　垂直运动条件 …… 447
第三节　地形和山地影响 …… 450
第四节　我国的雨季和暴雨形势 …… 451
第五节　降水的定量预报 …… 455

第五篇　中长期天气预报

第二十四章　统计预报方法与旬预报 …… 459
第一节　平均值与距平 …… 459
第二节　温湿压曲线与时间剖面图 …… 462
第三节　气候奇异点 …… 464
第四节　韵律 …… 470
第五节　相关 …… 480
第六节　周期分析 …… 492
第七节　旬预报 …… 498
第二十五章　月平均环流及月预报 …… 499
第一节　月平均环流的特点 …… 499
第二节　月平均环流的季节变化 …… 506
第三节　月平均环流与我国天气异常的关系 …… 513
第四节　月平均环流的预报 …… 521
第二十六章　大气环流、气候的振动与年度预报 …… 533
第一节　气候变化 …… 533
第二节　大气环流的多年变化 …… 540
第三节　年度预报方法 …… 550
附篇　第二十七章　天气图分析 …… 556
一、天气图底图 …… 556
二、地面天气图分析 …… 557
三、等压面图分析 …… 564
四、剖面图分析 …… 568

第一篇　理论基础

第一章　大气基本状况

第一节　大气的基本特征

我们研究的对象是大气及其运动的规律，因此必须首先弄清大气的基本特性及有关的基本概念.

一、大气的成分

大气是由多种气体混合组成的，此外还包括一些悬浮着的固体及液体杂质. 大气中除去水汽和这些杂质以外的整个混合气体称为“干洁空气”，干洁空气的主要成分是氮、氧、氩，它们占空气总容积的百分数分别为78.09%，20.95%，0.9%，干洁空气的次要成分为二氧化碳(占0.03%)及氢、氖、氦、氪、氙、氡、臭氧等，但是氢、氖等含量很少，占空气总容积的百分数合起来还不到0.1%. 组成干洁空气主要成分的几种气体的比例，基本保持不变，而次要成分的几种气体的比例容易改变. 干洁空气所有这些主要、次要成分，在一般自然界的温度、气压条件下，总是保持气体的状态.

水汽是气体，和上述气体成分混合在一起，成为实际大气的重要成分之一. 水汽所占比例，随着时间、地点和条件的不同有较大的变化，变化范围在0—4%(占空气容积的百分比)之间，并且水汽在一般自然界的条件下可以转变成水滴和冰晶，这是和大气中其它气体成分截然不同的地方. 通常称不含水汽的空气为“干空气”，含有水汽的空气为“湿空气”，实际上大气总是含有水汽的.

二氧化碳、臭氧、水汽这三种气体，在整个大气中含量很少，但它们是重要的组成部分，对大气过程影响很大. 除了水汽是造成各种天气现象的因素之外，这三种气体对大气的温度分布和变化都有很大的影响.

二、大气的垂直范围，大气质量和密度

由于地球引力的作用，才使得空气质点聚集在地球周围，构成所谓的“大气圈”，并随着地球的运动而运动，究竟大气在地表面以上的垂直范围有多大，大气的质量和密度是多少呢?

人们登山，越往高处走越感到呼吸困难，这一事实说明，在地表面附近大气是密集的，随着高度的增加，空气变得稀薄起来，越往上越稀薄. 根据实测，到700—800公里高度处，气体分子之间的距离可达几百米远，这种情况远远超过近代实验室中所获得的最高真空. 尽管如此，毕竟还不是绝对真空，特别是继续往上空气更稀薄，以致到达地球以外的“星际空间”时仍然不是绝对真空. 因此，在地球大气和星际空间之间并不存在一个“界面”把它们截然分开. 也就是说，不能简单地认为大气稀薄得密度为零(或气压为零)的那

个高度就是大气上界．严格说没有这样一种上界．然而可以指出一个最大高度，说明大气的垂直范围，在这个高度及其以下，存在一些只有大气中才具有，而在星际空间不具有的物理现象．在这个高度以上，气体已很稀薄，使得我们不会发现任何与地球大气存在有关的现象．这个高度通常以“极光”出现的最大高度来定，即以此高度做为大气垂直范围，其数值为1000—1200公里，这个数值看起来相当大，但与地球半径(平均为6371公里)比起来还是相当小的．大气中一般的天气现象，发生在大气底层10余公里以下的范围内(称为对流层)．与整层大气范围，特别是与地球半径对比，它仅仅是极浅薄的一层！可是这十分浅薄的气层，对于人类的生产斗争和生活，却有最直接、最重大的影响，因此，是我们天气预报时主要考虑的气层．

大气密度数值是很小的，而且越到高空越小，它很难直接测量，通常由计算得到．地表面附近干空气的密度，在标准情况下的数值为

$$\rho = 1.293 \times 10^{-3} \text{ 克/厘米}^3.$$

或 $t = 0℃$，$P = 1000$ 毫巴时，$\rho = 1.276 \times 10^{-3}$ 克/厘米^3．水汽的密度比干空气密度小，二者之比为0.622，由于水汽的存在，使得实际大气的密度变得小些．

由计算得出，地面至大气上界，单位截面大气柱的质量在标准情况下为1012克/厘米^2．地球整个大气的总质量为5.3×10^{21}克，为地球“水圈”质量的1/250，大气质量98%集中在30公里以下．

第二节　主要的气象要素

在气象观测中，按进行观测的手段，可分为目测和器测两大类．一般情况下，云、能见度、天气现象是主要的目测项目，即观测人员亲身在大气中，依靠已有的实际经验，按规定的标准，主要用目力定性测定大气的物理现象．温度、气压、湿度、风等是主要器测项目，是利用各种相应的仪表，定量地测定有关气象要素值，它们表征大气的宏观物理状态，是天气学研究的基础．随着观测手段的发展，广泛应用自动气象站、火箭、雷达与卫星探测，正在有更多的项目由目测改为器测；或对过去不能探测的地区，如高山、海洋、高空进行观测．下面分别讨论气压、气温、湿度和风这四个主要气象要素．

一、气压(大气压强)

气压是怎样产生的呢？按分子运动的理论，大量高速度运动着的气体分子，连续不断地与物体表面相碰撞，这种碰撞的总效应，产生了气体对物体表面所施加的压力，根据分子运动原理可得气压的表达式为：

$$P = \frac{2}{3} n_0 \overline{W}, \qquad \overline{W} = \frac{1}{2} m \overline{V}^2.$$

其中 n_0 为单位体积中分子的数目，$\overline{W}$ 为分子运动的平均动能，$\overline{V}$ 为分子平均速度．上式表明：气压与单位体积中分子的数目成正比，同时与分子平均动能成正比．这说明在空气密度较大、分子平均速度较大的地方，碰撞作用较大，气压也较大，反之气压较小．

但上式并不能具体确定大气压强的数值，因为它是适用于一般情况的普遍原则，对大气还要作具体的分析．大气在地球重力场中，它有重量，即所谓重力，其方向垂直向下(指

向地心). 假设大气是静止的(但分子仍然是运动着的),如图 1·1 所示,取一横截面积为 1 平方厘米、从地面直达大气上界的空气柱,在柱中任取一薄气层,这气层可看作是被一个无重量的外皮包起来的空气箱,在箱内由于空气分子的碰撞作用,产生内压力 P,它分别作用于箱的四壁,当箱的顶面处于相对平衡状态时,说明箱内的压力必然与作用在箱顶面上的力,数值相等方向相反. 这顶面的高度是任意取的,所以可得出结论:静止大气中任意高度上的气压值等于其单位面积上所承受的大气柱的重量. 当空气有垂直加速度运动时,气压值与单位面积上承受大气柱的重量就有一定的差别,但在一般情况下,空气的垂直运动加速较小,这种差别可忽略不计.

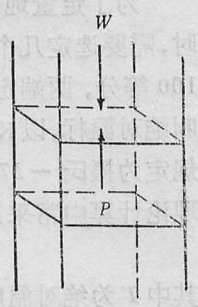


图 1·1 大气压力与空气重量

气象上气压值是可直接测出的,精确的气压值是用水银气压表测量的. 设水银柱的高度为 h,水银密度为 ρ,水银管截面积为 S,则水银柱的重量 $W=\rho g h\cdot S$,由于水银柱底面的压强和外界大气压强是一致的,所以所测大气压强为:

$$P=\frac{W}{S}=\frac{\rho g h\cdot S}{S}=\rho g h.$$

我们还应当了解气压的单位及其换算关系. 气压的单位规定为毫巴,它是 1 平方厘米的面积上受到 1000 个达因的压力时的压强值. 亦即

$$1\text{ 毫巴}=10^3\text{ 达因/厘米}^2$$

由于气压通常是用水银气压表来测量的,因此,为了方便起见常常也用毫米水银柱高作为气压的单位. 为了了解 1 毫米水银柱高相当于多少压强值,我们可利用上述公式 $P=\rho g h$ 导出这两种气压单位之间的换算关系. 为此,通常选定温度为0℃,纬度为 45° 的海平面作为标准情况,在这种情况下,

$$\rho_{水银}=13.596\text{ 克/厘米}^3,\quad g=980.655\text{ 厘米/秒}^2.$$

因而 h 为 1 毫米时,气压值为:

$$\begin{aligned}P&=13.596\text{ 克/厘米}^3\times 980.655\text{ 厘米/秒}^2\times 0.1\text{ 厘米}\\&=1333.3\text{ 克}\cdot\text{厘米/厘米}^2\cdot\text{秒}^2\\&=1.333\times 10^3\text{ 达因/厘米}^2(\text{因为1 达因}=1\text{ 克}\cdot\text{厘米/秒}^2)\\&=1.333\text{ 毫巴}.\end{aligned}$$

由此,可得到毫米与毫巴之间的换算关系:

1 毫米(水银柱高)相当于 1.333 毫巴 ≒ 4/3 毫巴,

1 毫巴相当于 0.75 毫米(水银柱高) ≒ 3/4 毫米(水银柱高).

在标准情况下,海平面气压为 760 毫米水银柱高,或相当于 1013.3 毫巴,我们称之为“一个大气压”.

二、气　　温

表示空气冷热程度的物理量称为气温,大气温度状况是支配天气变化的重要因子之一,因此气温即是天气预报的重要项目,又是天气预报的重要依据.

现行气象观测中主要用水银温度表测量气温,用水银做为“测温物质”是假设水银的体积随气温作直线变化,如不用水银而代以其他测温物质时,也要求这种物质的某一特性

(如体积或其他方面)与温度之间存在着最简单的关系.

为了定量地表示物体的温度,必须选定一个衡量温度的标准,称为"温标". 制定温标时,需要选定几个参考点,最常用的是纯水在标准大气压力下的冰点和沸点,把其间分为100等分,两端定为零度和100度,这样确定的温标称为摄氏温标,以℃表示;另有一种叫绝对温标,以K表示,这种温标中一度的大小和摄氏温标中一度的大小相同,但其零度规定为摄氏 −273.16℃,称为"绝对零度". 水的冰点为273.16 K,沸点定为373.16 K.在理论计算中常采用这种温标,它与摄氏温标间的换算关系如下:

$$T = t + 273.16 \doteqdot t + 273, \tag{1·1}$$

其中T为绝对温度,t为摄氏温度.

关于温度,实质上也是运动的一种表现. 根据分子运动原理可得温度的表达式为:

$$\overline{W} = \frac{3}{2} kT,$$

其中 $\overline{W} = \frac{1}{2} m\overline{v}^2$,为气体分子的平均动能,$k$为常数,$T$为绝对温度. 上式说明,气体分子运动的平均动能只与温度有关系,且与绝对温度T成正比. 因此空气冷热的程度,实质上是空气分子平均动能大小的表现,当空气获得热量时,它的分子运动的平均速度增大,随之平均动能增加,气温也就升高;反之当空气失去热量时,它的分子运动平均速度减小,随之平均动能也减少,气温也就降低.

三、湿　　度

表示大气中水汽量多少(即潮湿程度)的物理量,称为湿度. 大气的湿度状况是决定云、雾、降水等天气现象的重要因子,因此,必须很好地掌握它的意义和表征方法. 为了不同的目的,湿度可有不同的表示方法,通常有如下几种:

1. 水汽压(e)

大气中含有水汽,水汽本身的压力称为水汽压. 水汽压的概念和单位与气压完全相同,水汽压是间接表示大气中水汽含量的一个物理量.

2. 饱和水汽压(e_s)

在一定的温度条件下,一定体积空气中能容纳水汽分子的数量是有一定限度的. 如果水汽含量未达到这个限度,这时的空气叫未饱和空气;如果水汽含量超过这个限度,叫过饱和空气;如果水汽含量恰好达到这个限度,叫饱和空气. 饱和空气中的水汽压叫饱和水汽压,也叫最大水汽压. 因为超过这个限度,水汽就要开始发生凝结. 根据理论计算和实验证明:饱和水汽压的大小与温度有直接关系,它是温度的函数,它与温度的关系和图形如下:

$$e_{s水} = e_{s_0} \times 10^{\frac{7.45t}{235+t}}, \qquad e_{s冰} = e_{s_0} \times 10^{\frac{9.5t}{265+t}}, \tag{1·2}$$

式中$e_{s水}$和$e_{s冰}$是指清洁水面和清洁冰面的饱和水汽压;e_{s_0}是温度在0℃时饱和水汽压;t为摄氏温度. 图1·2中的曲线和以上二式是对应的,在0℃以下时,实线为过冷却水面的饱和水汽压曲线,虚线为冰面的饱和水汽压曲线. 由上面关系式和图形可知,一个温度值对应一个e_s值,并且e_s值随温度的增高而增大. 温度较高时,e_s随温度的变化非常剧烈;而在0℃以下的低温,e_s随温度的变化较缓慢,而且在相同温度下冰面的饱和水汽压

比过冷水面的饱和水汽压小. 只有在0℃时(冰与水处于过渡状态时),它们的饱和水汽压才相等,为6.11毫巴. 饱和水汽压的大小与蒸发面的形状有关,在温度相同时,凸面饱和水汽压最大,平面者次之,凹面者最小.

3. 饱和差(d)

$d = e_s - e$,为在某一温度下,饱和水汽压与实际空气中水汽压之差,d表示实际空气距离饱和的程度,在研究水面蒸发时常用到. d可指示出水分子的蒸发能力.

4. 绝对湿度(a)

指单位体积湿空气中含有的水汽量,也就是水汽密度,单位为克/厘米^{3}或克/米^3. 绝对湿度是不能直接测量的,它是通过其它量的测量间接求得的. 如e的单位取毫米(水银柱),a的单位取克/米^{3}时,二者有如下关系:

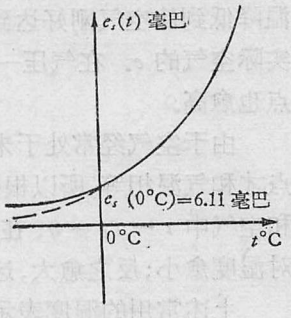


图1·2 饱和水汽压与温度的关系

$$a = 289\frac{e}{T}. \tag{1·3}$$

由此式看到,当$t = 16$℃或$T = 289$ K时,a与e在数值上相等. 因在一般情况下,在地面处常以e代替a,但需注意二者单位不同. 在饱和情况下的绝对湿度$a_s = 289\frac{e_s}{T}$.

5. 比湿(q)

在一团湿空气中,水汽的质量与该团空气的总质量的比值称为比湿. 设m_w为水汽质量,m_d为干空气质量,则有:

$$q = \frac{m_w}{m_w + m_d}.$$

q和气压P、水汽压e间有一定的关系:

$$q = 0.622\frac{e}{P}\text{克/克} = 622\frac{e}{P}\text{克/千克}. \tag{1·4}$$

因此在一定的气压下,已知e即可求得q值. 如用e_s代替e,即可求得饱和比湿$q_s = 622\frac{e_s}{P}$克/千克.

在无凝结和蒸发很小的情况下,m_w和m_d变化很小,因之q值在一定的气团中变化缓慢,在分析气团性质时常用比湿这个量.

6. 相对湿度(f)

空气中实际水汽压e与同温度下饱和水汽压e_s之比,用百分数表示,称为相对湿度,其表达式为:

$$f = \frac{e}{e_s} \times 100\%. \tag{1·5}$$

相对湿度的大小直接表示空气距离饱和的程度. 当空气饱和时,$e = e_s$,$f = 100\%$;未饱和时,$e < e_s$,$f < 100\%$;过饱和时$e > e_s$,$f > 100\%$. f还可表示如下:

$$f = \frac{a}{a_s} \times 100\% = \frac{q}{q_s} \times 100\%.$$

7. 露点(t_d)

当空气中水汽含量不变且气压一定时，如气温不断降低，空气将逐渐接近饱和，当气温降低到使空气刚好达到饱和时的温度，称为露点(温度)．很明显，露点时的 $e_s(t_d)$ 就是实际空气的 e．在气压一定时，露点的高低只与空气中的水汽含量有关，水汽含量愈多露点也愈高．

由于空气经常处于未饱和状态，所以露点就常常比气温低，只有空气达到饱和时，露点才和气温相等，所以根据气温和露点之差 $t-t_d$，可大致判断出空气的饱和程度．在饱和空气中 $t-t_d=0$；在未饱和空气中 $t-t_d>0$．如果 $t-t_d$ 的差值愈大，则说明相对湿度愈小；反之愈大，这一概念在天气分析中经常用到．

上述常用的湿度表示方法，虽彼此不同，但本质是一样的，它们之间有着密切的关系．它们各从不同角度表示了大气中水汽含量的多少．事实上，它们除了与温度 t(通过 t 和 e_s)和气压 P 有关外，都与水汽压 e 直接相关．我们如设法得知 e，即可依次得到所有的量．e 不是直接测定的，在地面是由干湿温度表测得干球温度(即气温 t)和湿球温度 t_w 之后，经过计算或查表而得到的，因之 e 是随 t、t_w 而改变的．在高空则用毛发湿度计或湿度片测得．

四、风

空气的水平运动就叫风，风是一个表示气流运动的物理量，它和气压、气温、湿度等要素不同，不仅具有数值的大小(即风速)，还具有方向(即风向)，而其他要素只有数值大小，并无方向．在数学上对仅有数值大小的量叫“标量”，而有数值大小又有方向的量叫“向量”．风为向量，向量一般用箭矢(或黑体)表示，其长短表示数值大小，箭矢指向表示方向．

风向常用16方位或用方位度数(共分360度)表示，风速单位常用米/秒，浬/小时或公里/小时，其换算关系如下：

1 米/秒 = 3.6 公里/时，　1 浬/时 = 1.852 公里/时，

1 公里/时 ≒ 0.28 米/秒，　1 浬/时 ≒ 1/2 米/秒．

风和气温一样，它既是预报的重要项目，又是预报的重要依据．

第三节　气体定律和状态方程

上述的几种主要气象要素，分别表示大气整体状态的一个侧面，但是它们并不是彼此孤立、互不相关的，而是具有内在的联系的．通过大量科学实验的实践，使我们对大气的总体及各种要素之间的相互联系有了更深刻的认识．这种内在联系就是大气状态变化的基本规律，气体定律和状态方程是最重要、最基本的方面．下面将从一般气体的情况讲起，再谈到大气的情况．

一、混合气体的分压定律

已知任何气体的压强 $P=\frac{2}{3}n_0\overline{w}$，其中 n_0 为单位体积分子的数目，$\overline{w}$ 是在一定温度下分子的平均动能，此式与分子的种类无关，因为在一定温度下，一切分子都有相同的平

均动能.

设有一种混合气体,其中有几种气体成分,在单位体积中,各种气体的分子数目分别为 $n_{01},n_{02},n_{03},\cdots$,分子总数 $n_0=n_{01}+n_{02}+n_{03}+\cdots$.按上式,该混合气体施于器壁上的压强为:

$$P=\frac{2}{3}n_0\overline{W}=\frac{2}{3}(n_{01}+n_{02}+n_{03}+\cdots)\overline{W}$$

$$=\frac{2}{3}n_{01}\overline{W}+\frac{2}{3}n_{02}\overline{W}+\frac{2}{3}n_{03}\overline{W}+\cdots.$$

由此可得

$$P=P_1+P_2+P_3+\cdots.$$

其中 $P_1=\frac{2}{3}n_{01}\overline{W}$, $P_2=\frac{2}{3}n_{02}\overline{W}$, $P_3=\frac{2}{3}n_{03}\overline{W}\cdots$ 它们分别为混合气体内各种气体的含量单独存在于容器内时对器壁所施的压强,叫做"分压强".上式说明,混合气体的总压强 P 等于各气体分压强之和,这个规律,称为混合气体的"分压定律".

大气是一种混合气体,它也服从分压定律,所谓的气压,就是指大气中各气体成分分压强之和,如干空气成分总压强为 $P=P_1+P_2+P_3+\cdots$,水汽压为 e 时,则实际大气的压强 $P=P_d+e$,而干空气的压强为 $P_d=P-e$.

二、气体状态及状态变化定律

一定量气体的特性(状态)常用它的质量 m,体积 V,压强 P 和温度 t(或 T)四个量来表示.这些量之间有着密切的联系,若其中一个量发生变化,则其余的量也随之发生变化.表示这些量之间的关系式叫做状态方程.在给出普遍形式的状态方程之前,先讨论在特殊情况下的经验定律.

1.等温变化时压强和体积的关系

容器里盛有一定量的气体,如果在保持温度不变的情况下对它压缩,分子运动的平均速度虽无改变,但压缩后,由于所占的体积缩小了,分子更加密集,单位时间内撞击器壁的分子数目就增多,因而施于器壁的压力也就增大;反之则减小.由此可知,定量气体的压强和体积有一定的关系,即对于一定质量的气体,若温度保持不变(m 及 t 为常数),则其压强反比于其体积而变化,其压强和体积之乘积是一个常数 c,即当 m, t 固定时,

$$PV=c.$$

这种关系可以如图 1·3 中曲线表示.大多数的气体,包括空气在内,当温度在室温左右,压力与大气压相差不太多时,都较精确的遵从这种关系.

2.等容变化时压强和温度的关系

如果定量气体保持体积不变(等容)而升高其温度,容器内的分子总数量没有变化,但由于温度的升高,分子运动的平均速度增大了,单位时间内撞击器壁的次数也增多了,因而施于器壁的压力也就增大了;反之则减小了.其变化关系为:

$$P_t=P_0\left(1+\frac{t}{273}\right),$$

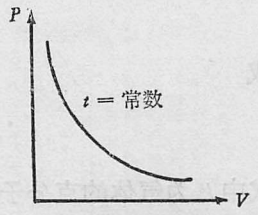


图 1·3 等温情况下气压与体积的关系

或写成

$$\Delta P = P_t - P_0 = P_0 \cdot \frac{t}{273}.$$

式中 P_t, P_0 分别为温度为 t℃ 和 0℃ 时的压强. 此式说明, 定量气体的体积不变时, 温度升高 1℃ 所增加的压强, 等于它在 0℃ 时压强的 1/273. 上式还可写成:

$$\frac{P_t}{P_0} = \frac{T}{T_0},$$

或

$$P = c'T \qquad (c' \text{ 为常数}).$$

上式说明, 定量气体容积不变时, 它的压强与绝对温度成正比.

3. 等压变化时体积和温度的关系

如果定量气体保持压强不变, 则温度升高时(分子平均速度增大)其体积须增大, 温度降低时, 其体积须缩小. 体积随温度变化的关系为:

$$V_t = V_0\left(1 + \frac{t}{273}\right),$$

或

$$\Delta V = V_t - V_0 = V_0 \cdot \frac{t}{273};$$

也可写成

$$\frac{V_t}{V_0} = \frac{T}{T_0},$$

或

$$V = c''T \qquad (c'' \text{ 为常数}).$$

即定量气体压强不变时, 它的体积和绝对温度成正比. 这和等容过程中压强与温度的关系是相同的.

能准确地遵从上述等温、等容、等压变化规律的气体, 称为"理想气体". 实际气体, 包括大气在内, 在通常情况下大致和理想气体的性质相近似, 所以可近似地服从这些经验规律.

三、状 态 方 程

1. 理想气体的状态方程, 气体的密度

描述气体状态的四个量 m, V, P, T, 在一般情况下是同时发生变化的. 根据科学实验, 应用前述经验定律, 可推导出联系 m, V, P, T 四个量的状态方程, 其表达式如下:

$$\frac{PV}{T} = \frac{m}{\mu} R, \tag{1·6}$$

或

$$PV = \frac{m}{\mu} RT.$$

式中 μ 为气体的克分子量. R 为"(通用)气体常数", 对于一切气体, R 都相同, $R = 8.313 \times 10^7$ 尔格/度·克分子或 $R = 0.08204$ 升·大气压/度·克分子. 上式对于任意质量的任何气体都是正确的. 严格说它是理想气体的状态方程, 但是一般情况下, 可用于实际气

体，大气也不例外．上式表明，一定质量的气体状态发生变化时（此时 m，R，μ 固定），量 PV/T 保持不变．

对于一定的气体（R，μ 固定），由上式，已知 m，V，P，T 中的三个量，可求得第四个量．对于单位质量（$m=1$ 克）的气体，状态方程为：

$$PV=\frac{R}{\mu}T=R^*T.$$

这里 V 为单位质量气体所占的体积，称为比容．对于一定的气体而言，$R^*=R/\mu$ 仍为常数，通常称 R/μ 为“比气体常数”．

根据状态方程，气体的密度 ρ 有如下表达形式：

$$\rho=\frac{m}{V}=\frac{P\mu}{RT}.$$

由此可得状态方程的另一种形式，

$$P=\rho\frac{R}{\mu}T=\rho R^*T. \tag{1·7}$$

2. 空气的状态方程

理想气体状态方程反映了一切理想气体状态变化的共同本质．空气是一种具体的气体，状态方程有其特殊的表示形式．首先看干空气，它的分子量 $\mu_d=28.966$，它的比气体常数：

$$R_d=\frac{R}{\mu_d}=\frac{8.31\times10^7}{28.966}=2.87\times10^6 \text{ 尔格/克·度}.$$

因此，干空气的状态方程可写成如下形式：

$$P'=\rho_dR_dT, \tag{1·8}$$

式中 P'，ρ_d，T 分别为干空气的压强、密度、温度．

实际的大气总是含有水汽的，由于水汽在大气中的含量经常变化不定，所以湿空气的比气体常数就不是一个固定值，它随空中水汽含量的多少而变化，因此湿空气的状态方程就不能写成上述的简单形式．

把湿空气分成干空气和水汽两部分．假设湿空气中温度为 T，压强为 P 时含有分压力为 e 的水汽，此时干空气的压强 $P'=P-e$．又假设干空气和水汽的密度分别为 ρ_d 和 a（即绝对湿度），则湿空气密度为：ρ_d+a，干空气的状态方程为 $P-e=\rho_dR_dT$，它的密度为

$$\rho_d=\frac{P-e}{R_dT}.$$

水汽也满足状态方程，其形式为 $e=aR_aT$，所以水汽的密度为

$$a=\frac{e}{R_aT}, \tag{1·9}$$

其中 $R_a=R/\mu_a$ 为水汽的比气体常数，μ_a 为水汽的克分子量，等于 18.016，由此得：

$$R_a=\frac{R}{\mu_a}=\frac{8.31\times10^7}{18.016}=4.615\times10^6 \text{ 尔格/克·度}=1.608R_d.$$

所以水汽的密度为：$a=\dfrac{e}{1.608R_dT}$.

根据湿空气密度等于干空气密度与水汽密度之和这个关系，可以推导出湿空气的状态方程：

$$\rho_w = \rho_d + a = \frac{P-e}{R_dT} + \frac{e}{R_aT} = \frac{P-e}{R_dT} + \frac{e}{1.608R_dT}$$
$$= \frac{P}{R_dT}\left(1 - \frac{e}{P} + \frac{e}{1.608P}\right) = \frac{P}{R_dT}\left(1 - \frac{0.608e}{1.608P}\right)$$
$$= \frac{P}{R_dT}\left(1 - 0.378\frac{e}{P}\right).$$

则湿空气状态方程为：

$$P = \rho_W R_d T\left(1 + 0.378\frac{e}{P}\right). \qquad (1\cdot10)$$

由此方程可以看出，在气压和温度相同的情况下，空气愈潮湿（e 愈大），则其密度（ρ_W）愈小；在气压相同之下，暖湿空气的密度比干冷空气的密度要小得多.

利用水汽密度公式我们可以证明绝对湿度的表达式（1·3），因为由（1·9）式，$a = e/R_aT$，代入 $R_a = 4.615 \times 10^6$ 尔格/克·度有：

$$a = 217\frac{e}{T}, \quad (e \text{ 的单位为毫巴})$$

而 1 毫米 = 4/3 毫巴，则 e 用毫米（水银柱高）为单位时有：

$$a = 217\frac{e}{T} \times \frac{4}{3} = 289\frac{e}{T},$$

这就是(1·3)式.

此外，我们还可利用(1·9)式和(1·10)式来证明比湿公式(1·4).

根据比湿定义有 $q = a/\rho_W$，代入(1·9)和(1·10)式得：

$$q = \frac{\dfrac{e}{1.608R_dT}}{\dfrac{P}{R_dT}\left(1 - 0.378\dfrac{e}{P}\right)} = 0.622\frac{e}{P}\frac{1}{\left(1 - 0.378\dfrac{e}{P}\right)},$$

由于通常情况下，$e \ll P$，因而 $\left(1 - 0.378\dfrac{e}{P}\right) \doteq 1$

所以

$$q = 0.622\frac{e}{P}, \quad (\text{单位为克/克})$$

这就是(1·4)式.

第四节　主要气象要素随高度的变化

只是研究了反映大气状态各主要要素之间的关联还不够，大气在垂直方向上有一定的范围，气象要素在垂直方向上有一定的分布. 因此，要真正地认识大气的状态，除了了解各主要要素间一般的关系之外，还必须把握和研究这些要素在空间的分布，特别是在垂直方向上分布的规律.

一、气压、密度随高度变化的规律

气压和密度在垂直方向上的分布究竟如何呢？由静力学方程(以后将推导)和状态方程，在不考虑水汽的情况下，通过简单微积分的运算可以得到气压随高度分布最一般的形式(即压高公式)：

$$P_z = P_0 \cdot e^{-\int \frac{g}{R^*T} dz},$$

式中 P_z, P_0 分别为高度 z 及海平面上(高度为 0)的气压值，e 为“无理数”，它等于 2.718. g, T 与 R^* 同前，为了看清楚上式的意义，我们给出一特殊情况，即假设大气上下温度相等，均为 T，这时上式就可写为：

$$P_z = P_0 \cdot e^{-\frac{gz}{R^*T}}.$$

式中 g/R^*T 为常数，令为 c，cz 为 e 的方次(指数)，由于 $e^{-cz} = 1/e^{cz}$，所以随着高度增高(即 z 增大)，e^{cz} 也增大，高度越高，增大的越快. e^{-cz} 则随着高度增加而减小，而且在低层随高度减少得很快. 由于地面气压 P_0 为已知，所以由上式可知高空气压 P_z 随高度增加而减小，而且在低层，气压值减小很快. 这种随高度减小的情况在数学上常称为“指数减小”(可以和饱和水汽压随温度增加而迅速增大的情况对比，它是呈“指数增大”，这种按指数增大或减小的规律常称为“指数律”，这是自然科学中常碰到的现象)，因此，气压随高度的变化呈指数律减小.

按状态方程，密度 $\rho = P/R^*T$，代入上式可得：

$$\rho_z = \rho_0 \cdot e^{-\frac{gz}{R^*T}}.$$

式中 ρ_z, ρ_0 分别为高度 z 和海平面上的密度. 此式说明大气密度随高度的变化也呈指数律减小. 指数减小的图形见图 1·4 中曲线.

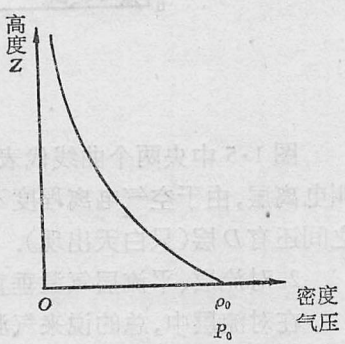


图 1·4　气压随高度的变化示意图

气压(和密度)随高度的这种变化的原因在于：大气在地球引力的作用下被吸附在地球表面附近的一定范围内，空气分子在地球重力场内有一定的分布，即单位体积内空气分子的数目随高度增加按指数律减少. 已知气压值和单位体积中的分子数目成正比，因此气压随高度增加按指数律减小. 如取 $T = T_0 = 273$ K (即 $t = 0$℃)，$P_0 = 1000$ 毫巴，$\rho = 1.276 \times 10^{-3}$ 克/厘米³时，因

$$\frac{g}{R^*T_0} = \frac{981}{2.87 \times 10^6 \times 273} \doteqdot \frac{1}{8000} \text{ 米}^{-1},$$

所以有

$$P_z = P_0 \cdot e^{-\frac{gz}{R^*T_0}} = 1000 \cdot e^{-\frac{z}{8000}};$$

$$\rho_z = \rho_0 \cdot e^{-\frac{gz}{R^*T_0}} = 1.276 \times 10^{-3} \cdot e^{-\frac{z}{8000}}.$$

根据简单的计算可知，气压和密度的数值在 $z = 8$ 公里，18 公里，36 公里，54 公里时，要比 $z = 0$ 的值减小 $1/e$, 1/10, 1/100, 1/1000，它们的数值分别为：

$$P_8 = 370,\ P_{18} = 100,\ P_{36} = 10,\ P_{54} = 1 \text{ 毫巴};$$

$$\rho_8 = 0.473 \times 10^{-3},\ \rho_{18} = 0.128 \times 10^{-3};$$

$$\rho_{36} = 0.128 \times 10^{-4},\ \rho_{54} = 0.128 \times 10^{-5} \text{ (克/厘米}^3\text{)}.$$

可见它们在低空随高度是迅速减小的.

二、气温随高度的变化

1. 大气垂直分层

按照气象要素垂直分布的特征，可将大气分成若干层次. 一般常用气温的垂直分布把大气分成对流层、平流层、中间层、暖层、散逸层等五个层次. 详细情况如图 1·5 所示.

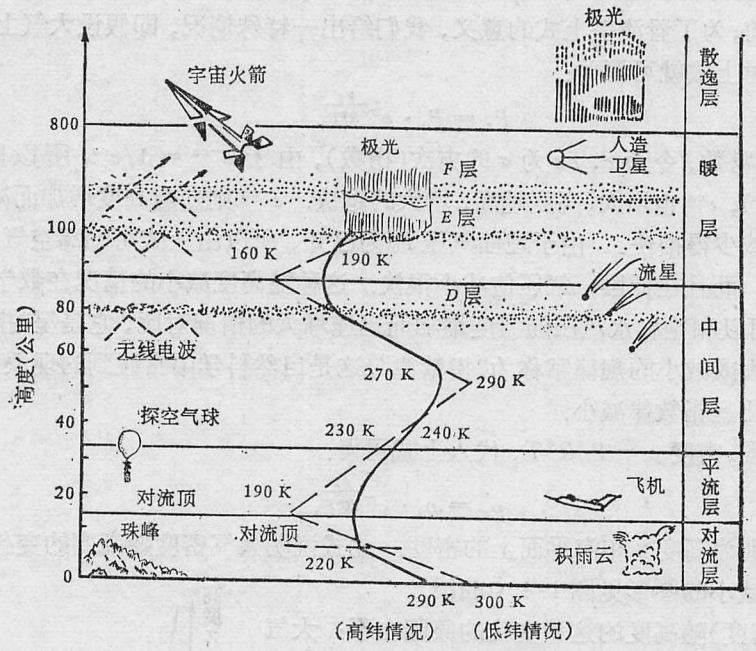


图 1·5 大气的垂直分层

图 1·5 中央两个曲线代表高纬地区和低纬地区温度随高度的平均分布情况. 暖层又叫电离层，由于空气电离程度不均匀，电离较强的层次为 F 和 E 层，另外在中间层和暖层之间还有 D 层(只白天出现).

2. 对流层、平流层气温垂直分布的一般情况

在对流层中，总的说来气温随高度增加是降低的，这是因为对流层空气的增热主要是依靠吸收地面长波辐射. 气层越靠近地面，获得的地面长波辐射愈多，温度也愈高；相反地离地面愈远，则温度愈低. 对流层的气温(垂)直(递)减率 γ 平均为 0.65℃/100 米，实际上各高度的气温直减率是不同的，而且又是随时间变化的. 在对流层下层(地面至 2 公里)，由于气层受地面增热和冷却的影响很大，气温直减率随季节和昼夜的变化极为明显，平均说来下层的 γ 约为 0.3—0.4℃/100 米. 对流层中层和上层受表面影响已大大减小，γ 的变化比下层小得多，在中层 (2—6 公里) γ 平均为 0.5—0.6℃/100 米，在上层 γ 平均为 0.65—0.75℃/100 米. 此外，在对流层中，总的趋势是气温随高度降低，但就其中某一层而言，在一定条件下，也可以出现“逆温”(即温度随高度增加)现象.

在平流层中，平均说来，下部一般是等温的，或温度随高度微有上升，上部则为逆温的. 这种逆温的产生，主要是与该层内臭氧直接吸收太阳辐射有关. 由于臭氧含量随高

度增加（在20—25公里处臭氧最多），所以高度愈高，大气获得的热量愈多，温度也就愈高．其下部，随着高度的增加，虽然从地面或其下面气层所获得的辐射是逐渐减弱的，但从其上面气层获得的辐射却逐渐增强，在上下部共同作用下，那里不同高度的空气所获得的辐射几乎不变，因而形成等温层．平流层中的 γ 平均等于（或小于）0.2℃/100米．

三、湿度随高度的变化

水汽是一种气体，因此水汽压 e 应该和其他种类气体的压强一样，随高度的变化也应按指数律减小．但是由于水汽是由潮湿的陆面及广阔的海洋中蒸发后进入大气中的，同时它的垂直分布随大气温度、大气垂直运动、湍流扩散以及凝结、蒸发、降水的情况而变化，情况很复杂．因此水汽压 e 随高度的变化就不能用气压的指数律来表示．目前关于 e 随高度变化的规律，基本上是由观测资料所作出的经验公式来表示的，其形式仍然是呈指数减小：

$$e_z = e_0 \cdot 10^{-\beta z}.$$

式中 e_z，e_0 分别为高度 z 及海平面的水汽压值，根据高空资料求得自由大气中的 $\beta = 1/5000$，因此有：

$$e_z = e_0 \cdot 10^{-\frac{z}{5000}}.$$

将此式与 $t = 0$℃ 等温大气压强随高度变化公式

$$P_z = P_0 \cdot e^{-\frac{z}{8000}} = P_0 \cdot 10^{-\frac{z}{18400}}$$

比较，可得到：

$$\frac{e_0}{e_z} = \left(\frac{P_0}{P_z}\right)^{\frac{18400}{5000}} = \left(\frac{P_0}{P_z}\right)^{3.7}.$$

由此可知，水汽压值随高度的减小远快于气压值．

至于水汽压随高度减小的情况，由前式可大致估算到．水汽含量主要集中在离地面2—3公里以下的大气层中．由地面向上至2—3公里处，将减少到1/2，至5公里处，将减少到1/10，至10公里处将减少到1/100．若中纬地面的水汽压平均为10毫巴的话，在2—3公里和5公里处将分别减为5毫巴和1毫巴，在对流层顶附近将为0.1毫巴，再往上还更小．水汽密度（绝对湿度）的垂直分布状况和水汽压类似．由于大气中水汽主要分布在低层，因此考虑云、降水等天气现象时，一般只考虑低层的水汽条件就够了．

除去低空外，在高空尽管水汽含量迅速减小，但它仍然影响着辐射的吸收和放射过程，其影响高度甚至可达15—20公里．

水汽含量随高度变化的总趋势是减小的，但和气温一样，在某时某地，在一定条件下湿度随高度也有增大的现象，例如在云层及逆温层附近就是如此．

四、风随高度的变化

在摩擦层中因地面摩擦的作用，风速随高度增加，风向随高度不断向右旋转．在自由大气中风随高度的变化与温度的水平分布有密切的关系，并且大致服从热成风规律．所谓热成风是指上下两层风的向量差，即代表风随高度的变化．热成风规律是指在北半球，热成风方向与平均温度梯度方向相垂直，背风而立，高温在右，低温在左，热成风的大小与

平均温度梯度成正比. 关于热成风的原理将在第二章第三节详述，这里只讨论风随高度的变化.

在对流层中，中纬度地区平均说来北边冷南边暖，因之热成风方向平均说来是自西向东. 根据上述情况，不论地面层是何种风向，当叠加上这种热成风之后，随着高度的增加，风向(可以随高度顺时针旋转，也可以反时针旋转)最后必然趋于和热成风方向一致，也就是说，在中纬度高空将盛行西风。至于风速，随着高度的增加(由大变小或相反)，最后西风风速将迅速增大，到对流层顶附近将出现西风的最大值(即西风急流). 由对流层顶再向上至平流层，由于北边变暖，南边变冷，热成风方向将变成自东向西，因此对流层顶附近的强西风随高度增加风速将减小. 到某一高度变为零值，并继而转成东风，与平流层中热成风向趋于一致(一般规定西风为正值，东风为负值). 同样的原理，在低纬度地区，平均说来北边暖南边冷(即赤道附近比副热带地区温度低些)，热成风方向平均说来是自东向西，因此低纬上空将盛行东风，而且东风风速随高度增加而加强. 这种情况，和中纬度地区对流层顶以上的东风将结合在一起，随着高度的增加，在低纬度较高的高空将出现一东风的最大值(即东风急流).

第二章　大气静力学与地转风关系

第一节　大气的静力学平衡

大气中大尺度运动一般都在静力学平衡状态下发生的．了解大气的静力平衡状态的基本特点，特别是气压场和温度场分布的一般联系，是天气图分析的最基本的部分，也是了解天气形势演变的规律所必不可少的基础．

一、气压梯度力

大气是充满着空间的连续介质，各个空气质点之间是存在着相互影响的．例如空气质点间，通过它们的接触面，就存在着力的相互作用．在理想流体中，压力是流体作用于单位面积上的力，其方向与作用面相垂直．实际大气中，每一个空间位置都有一压力数值，因而形成一个压力场，即 $P = P(x, y, z, t)$．

显然，一个空气质点，在气压场中所受的力，并不直接与该点的气压有关，而是和气压分布的不均匀性有关．例如，如果空气质点是处在均匀的气压场中，四面八方作用在它上面的力的数值都相等．因而这些力的合力是互相对消的，因此，总的结果空气质点将不受力．只有当气压场分布不均匀时，作用在空气质点上的合力才不能互相对消，总的结果才能表现出有力作用在空气质点上．

如图 2·1，考虑一个小立方体，它的每个边都与坐标轴平行．先来考察立方体中与 X 轴相垂直的两个面，假定其面积为 $d\sigma$，则后边面上作用的力为 $Pd\sigma$，前边面上作用的力为：

$$\left(P + \frac{\partial P}{\partial x}dx\right)d\sigma.$$

因此，在 X 方向上作用在小方块空气上的力为：

$$Pd\sigma - \left(P + \frac{\partial P}{\partial x}dx\right)d\sigma = -\frac{\partial P}{\partial x}dxd\sigma$$

$$= -\frac{\partial P}{\partial x}dxdydz,$$

其方向沿着 X 轴，当它为正时，表示与 X 方向一致．从上式可以看出，如气压随 X 增大，单位体积小方块的前边面上的作用力要大于后边面，由于合力总是由受力较大的一方指向较小的一方．因此合力的方向将和 X 轴相反，即为负的，它的数值为 $-\frac{\partial P}{\partial x}$．

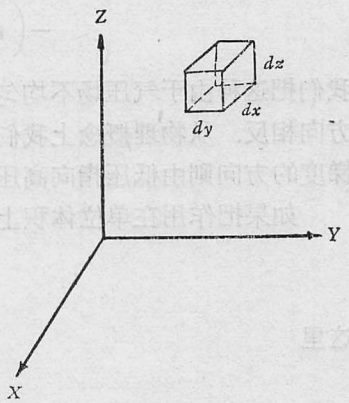


图 2·1　小气块受力作用示意图

同理，如果考虑小立方块上与 Y 轴垂直的两个面，则沿着 Y 轴作用在小方块空气上的力为：

$$Pd\sigma - \left(P + \frac{\partial P}{\partial y}dy\right)d\sigma = -\frac{\partial P}{\partial y}dyd\sigma = -\frac{\partial P}{\partial y}dxdydz.$$

如果考虑小方块与Z轴垂直的两个面，即小方块的上面的和下面的两个截面，则作用在小方块上沿Z方向的合力为：

$$P d\sigma - \left(P + \frac{\partial P}{\partial z} dz\right) d\sigma = -\frac{\partial P}{\partial z} d\sigma dz = -\frac{\partial P}{\partial z} dx dy dz.$$

这样，就求出了作用在小方块空气上沿着 X, Y, Z 三个方向的力，作用在小方块上总的合力，则为这三个方向力的矢量和，即为：

$$-\left(\boldsymbol{i}\frac{\partial P}{\partial x} + \boldsymbol{j}\frac{\partial P}{\partial y} + \boldsymbol{k}\frac{\partial P}{\partial z}\right) dx dy dz.$$

这里 $\boldsymbol{i}$, $\boldsymbol{j}$, $\boldsymbol{k}$ 表示沿 X, Y, Z 方向的单位矢量. 因小方块的体积为 dx, dy, dz, 因此，作用在单位体积小方块上的力为：

$$-\left(\boldsymbol{i}\frac{\partial P}{\partial x} + \boldsymbol{j}\frac{\partial P}{\partial y} + \boldsymbol{k}\frac{\partial P}{\partial z}\right).$$

由上式可以看出，作用在空间某单位体积上的力，可由该点的气压场的三个一阶偏微商给出. 这样就得到单位体积空气所受的力与气压场的不均匀性的量的联系.

设已给定一气压场 $P = P(x, y, z, t)$，它在 X，Y，Z 方向分别有不同的变化率 $\frac{\partial P}{\partial x}$, $\frac{\partial P}{\partial y}$, $\frac{\partial P}{\partial z}$，以这三个量作为分量所组成的矢量，称为气压场的梯度或气压梯度. 我们把气压梯度表示成符号 ∇P，显然 ∇P 是一个矢量，并且

$$\nabla P = \boldsymbol{i}\frac{\partial P}{\partial x} + \boldsymbol{j}\frac{\partial P}{\partial y} + \boldsymbol{k}\frac{\partial P}{\partial z}.$$

气压梯度是描述气压场不均匀性的一种属性，它和作用在单位体积空气上的力正好差一个符号. 作用在单位体积空气上的力为：

$$-\left(\boldsymbol{i}\frac{\partial P}{\partial x} + \boldsymbol{j}\frac{\partial P}{\partial y} + \boldsymbol{k}\frac{\partial P}{\partial z}\right) = -\nabla P,$$

我们把这种由于气压场不均匀所产生的力，称为气压梯度力. 气压梯度力和气压梯度的方向相反. 从物理概念上我们可以清楚地看出，气压梯度力是从高压指向低压的，而气压梯度的方向则由低压指向高压.

如果把作用在单位体积上的气压梯度力分解为垂直部分和水平部分，则可写成

$$-\nabla P = -\nabla_2 P - \boldsymbol{k}\frac{\partial P}{\partial z}.$$

这里

$$\nabla_2 P = \boldsymbol{i}\frac{\partial P}{\partial x} + \boldsymbol{j}\frac{\partial P}{\partial y},$$

表示水平气压梯度. 关于水平气压梯度力将在后面讨论，下一节将重点讨论垂直气压梯度力.

二、静力学方程

在第一章第二节一中已经讲过，大气压力随高度增高而减小. 我们现在来仔细地分析这个问题.

我们仍考虑一小方块空气上所受的力. 如图 2·2, 这时小方块空气将受两种垂直方向的力,一是垂直方向的气压梯度力,一是重力.

由上节可知,沿着 Z 方向的气压梯度力,等于作用在上下两个截面上的压力差,即

$$-\frac{\partial P}{\partial z}dxdydz.$$

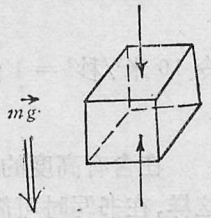


图 2·2 气块受重力作用示意图

因为气压随高度增加而减少, 即 $\frac{\partial P}{\partial z}<0$, 因而 $-\frac{\partial P}{\partial z}>0$, 即垂直气压梯度力,由高压指向低压,是向上的. 如果小方块空气的质量为 m, 则小方块空气所受的重力为 mg. 设 ρ 为小方块空气的密度, 则有 $m=\rho dxdydz$. 因此,小方块空气所受的重力为:

$$mg=\rho gdxdydz.$$

当小块空气向上所受的垂直气压梯度力与向下的重力相等时, 我们称这种空气块处在静力平衡状态. 这时

$$-\frac{\partial P}{\partial z}dxdydz=\rho gdxdydz,$$

因此

$$-\frac{\partial P}{\partial z}=\rho g. \tag{2·1}$$

公式(2·1)称为静力学公式. 此式表示气压场随高度的变化率,等于单位体积内空气的重量. (2·1)式还可写成微分形式:

$$dP=-\rho gdz. \tag{2·2}$$

当 Z 由 Z 变化到 ∞ 时, P 将由 $P(Z)$ 变化到 $P(\infty)$. 在无穷远处气压为零,即 $P(\infty)=0$, 这样将(2·2)式对 Z 积分,则得

$$\int_{P(z)}^{0}dp=-\int_{z}^{\infty}\rho gdz,$$

亦即

$$P(z)=\int_{z}^{\infty}\rho gdz. \tag{2·3}$$

图 2·3 气压的决定

式中, $\int_{z}^{\infty}\rho gdz$ 表示高度 Z 单位面积上的空气柱的重量. (2·3) 式表明, 某一高度上的气压等于从该高度一直到大气上界单位面积空气柱内所包含空气的总重量(图2·3). Z 愈高,该高度单位面积上的空气柱的重量愈小. 当 Z 取在地面时则有:

$$P_0=\int_{0}^{\infty}\rho gdz.$$

三、两等压面间厚度与平均温度场的关系

我们分析同一时刻的两张等压面图就可发现, 不同等压面上的高度场是不一样的. 如果将这两张等压面上的高度相减,则得两等压面间的厚度的分布图.

一般在等压面图上所填的高度值并不是米而是位势米. 我们引进一个新的量, 位势高度

$$\Phi=gZ, \tag{2·4}$$

位势高度和高度差一系数 g（重力加速度），它们的单位也不一样．当 $Z = 1000$ 米时，则有

$$\Phi = gZ = 9.8 \text{ 米/秒}^2 \times 1000 \text{ 米} = 9800 \text{ 米}^2/\text{秒}^2.$$

令 10 米^2/秒^2 = 1 位势米，则

$$\Phi = 980 \times 10 \text{ 米}^2/\text{秒}^2 = 980 \text{ 位势米}.$$

在含有高度的公式中，若用位势米作为高度的单位，则常数 g 在公式中就不出现了，这样，在书写时可简化些．在用位势米代替后，填写的等压面的高度数值要比以米为单位的数值稍小些．

引入 $\Phi = gZ$ 后，静力学公式可写为：

$$dP = -\rho g dz = -\rho d\Phi.$$

根据状态方程 $\frac{1}{\rho} = \frac{RT}{P}$，

则

$$d\Phi = -\frac{RT}{P} dP.$$

根据微分公式，$d \ln P = \frac{dP}{P}$，

则有

$$d\Phi = -RT d \ln P. \tag{2·5}$$

上式为静力学公式的另一种形式．式(2·5)表示，两邻近等压面的位势高度差正比于气压的对数函数差和温度的乘积．考虑两个等压面 P_1，P_2，如图 2·4．Φ_1 表示等压面 P_1 的高度场，Φ_2 表示等压面 P_2 的高度场．将(2·5)式中由 P_1 积分到 P_2，则有：

$$\int_{\Phi(P_1)}^{\Phi(P_2)} d\Phi = -R \int_{P_1}^{P_2} T d \ln P,$$

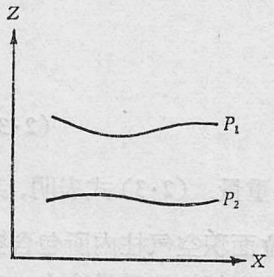


图 2·4　等压面间厚度

积分号内的温度可以作为平均值提出来，则

$$\Phi_2 - \Phi_1 = -RT_m \int_{P_1}^{P_2} d \ln P = -RT_m (\ln P_2 - \ln P_1),$$

因此

$$\Phi_1 - \Phi_2 = RT_m \ln \frac{P_2}{P_1}. \tag{2·6}$$

上式为静力学公式的积分形式．对于两个确定的等压面来说，$\ln \frac{P_2}{P_1}$ 为常数，因而等压面间的高度差与两等压面间的平均温度成正比．表 2·1 是根据公式(2·6)计算出来的．两等压面间的平均温度和高度差，只要两者之一确定了，其另一个数值也必然确定．

利用表 2·1 或公式 (2·6) 我们可以检查和订正填写在等压面图上的高度和温度可能发生的错误．例如在 700 毫巴图上某一站的记录，温度为 −20℃，高度为 279 位势什米；在 500 毫巴等压面图上，该站的记录，温度为 −36℃，高度为 530 位势什米．根据周围记录的判断，怀疑 700 毫巴等压面高度 279 可能有错．我们现在用表 2·1 或公式(2·6)进行订正．这时 500 毫巴与 700 毫巴之间的平均温度，可以近似地用两层温度的算术平均值

表 2·1　主要等压面之间的位势(厚度)高度订正表

T_m	850/1000	700/850	500/700	300/500	200/300	100(50)/200(100)	T_m	850/1000	700/850	500/700	T_m	200/300	100(50)/200(100)
−59	102	122	210	320	254	435	−14	123	148	255	−89	219	374
−58	102	122	212	322	256	437	−13	124	148	256	−88	220	376
−57	103	123	213	324	257	439	−12	124	149	257	−87	221	378
−56	103	123	214	325	258	441	−11	125	149	258	−86	222	380
−55	104	124	215	326	259	443	−10	125	150	259	−85	224	382
−54	104	125	216	328	260	445	− 9	126	150	260	−84	225	384
−53	105	125	217	330	262	447	− 8	126	151	261	−83	226	386
−52	105	126	218	331	263	449	− 7	127	151	262	−82	227	388
−51	106	126	219	332	264	451	− 6	127	152	263	−81	228	390
−50	106	127	220	334	265	453	− 5	128	152	264	−80	229	392
−49	107	127	221	336	266	455	− 4	128	153	265	−79	231	394
−48	107	128	222	337	267	457	− 3	129	154	266	−78	232	396
−47	108	129	223	338	269	459	− 2	129	154	267	−77	233	398
−46	108	129	224	340	270	461	− 1	130	155	268	−76	234	400
−45	109	130	225	341	271	463	0	130	155	269	−75	235	402
−44	109	130	226	343	272	465	1	130	156	270	−74	236	404
−43	110	131	227	344	273	467	2	131	156	271	−73	238	406
−42	110	131	228	347	275	469	3	131	157	272	−72	239	408
−41	110	132	229	349	276	471	4	132	158	273	−71	240	410
−40	111	133	230	349	277	473	5	132	158	274	−70	241	412
−39	111	133	231	350	278	475	6	133	159	275	−69	242	414
−38	112	134	232	352	279	477	7	133	159	276	−68	244	416
−37	112	134	233	353	280	479	8	134	160	277	−67	245	418
−36	113	135	234	355	282	481	9	134	160	278	−66	246	420
−35	113	135	235	356	283	483	10	135	161	279	−65	247	423
−34	114	136	236	358	284	485	11	135	162	280	−64	248	425
−33	114	137	237	359	285	487	12	136	162	281	−63	250	427
−32	115	137	238	361	286	489	13	136	163	282	−62	251	429
−31	115	138	239	362	288	492	14	137	163	283	−61	252	431
−30	116	138	240	364	289	494	15	137	164	284	−60	253	433
−29	116	139	241	365	290	496	16	138	164	285			
−28	117	139	242	367	291	498	17	138	165	286			
−27	117	140	243	368	292	500	18	139	165	287			
−26	118	141	244	370	294	502	19	139	166	288			
−25	118	141	245	371	295	504	20	140	166	289			
−24	119	142	246	373	296	506	21	140	167	290			
−23	119	142	247	374	297	508	22	140	167	291			
−22	120	143	248	376	298	510	23	141	168	291			
−21	120	143	249	377	299	512	24	142	168	293			
−20	120	144	249	379	301	514	25	142	169	294			
−19	121	145	250	380	302		26	142	169	295			
−18	121	145	251	382	303		27	143	170	296			
−17	122	146	252	383	304		28	143	171	297			
−16	122	146	253	385	305		29	144	172				
−15	123	147	254	386	307		30	144					

代替，则有

$$t_m = \frac{(-20) + (-36)}{2} = -28℃.$$

根据这一平均温度，按照公式(2·6)或表 2·1，可求出两等压面之间的高度差应为：

$$\Phi(500) - \Phi(700) = R \cdot \ln\frac{700}{500} \cdot (273 - 28) = 242 \times 10^2 \text{米}^2/\text{秒}^2,$$

因此

$$\Phi(700) = \Phi(500) - 242 = 530 - 242 = 288.$$

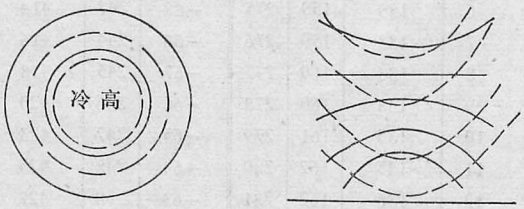
这时经过订正后，700 毫巴的正确记录应为 −20℃ 和 288 位势什米.

同样地，当温度记录出现错误时，我们也可类似地根据厚度来进行订正.

由公式(2·6)可知，在天气图上，如果分析 500 毫巴与 1000 毫巴等压面间的等厚度线，那么，这等厚度线实际上就是 500 毫巴到 1000 毫巴等压面之间的空气的平均温度等温线. 厚度小的区域平均温度小，即为冷区；厚度大的区域平均温度大，即为暖区.

四、气压系统随高度变化与温度场的关系

既然等压面之间的厚度是和该两等压面之间的平均温度成正比，因此，对于一水平气压系统，当它的温度分布在水平方向不均一时，可引起气压系统随高度的改变. 现在我们考察几个典型的例子.



(a) 平面图　　(b) 剖面图

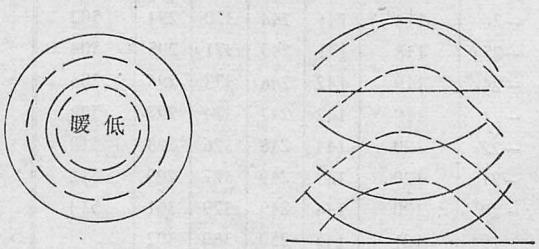
图 2·5　冷　高　压

1. 冷高压

考虑一个冷高压，它的温度场如图 2·5 所示，中心是冷区，两等压面间的厚度在高压中心比较薄，而在四周则较厚，因此，这高压系统随高度减弱，到一定高度后，可转化为低压. 冬半年北方冷空气爆发时，北方冷高压常具有这种结构.

2. 暖低压

暖低压中，两等压面间厚度在低压中心比四周厚，因此低压是随高度减弱的，如图 2·6. 到一定高度后，低压就不明显了，甚至可以转化为高压. 夏季我国西北出现这类暖性低压，夏季蒙古气旋发展初期也有这种特点，到了高空就成为一个高压脊了. 台风也是一种暖低压，由于它在地面等压面坡度较大（因中心气压很低），通常要到300毫巴高度以上，才转变为高压.



(a) 平面图　　(b) 剖面图

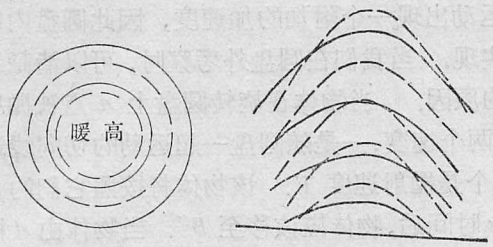
图 2·6　暖　低　压

3. 暖高压

如图 2·7，暖高压中，两等压面间的厚度中心比四周大，因而暖高压随高度加强. 例如副热带高压和阻塞高压在对流层中部都有这特点.

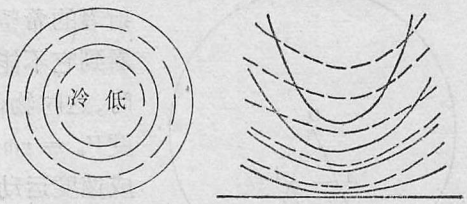
4. 冷低压

如图 2·8，在冷低压中心，两等压面间厚度比四周小，因而冷低压是随高度加强的。高空冷涡就是属于这种类型。



(a) 平面图　　(b) 剖面图

图 2·7　暖高压

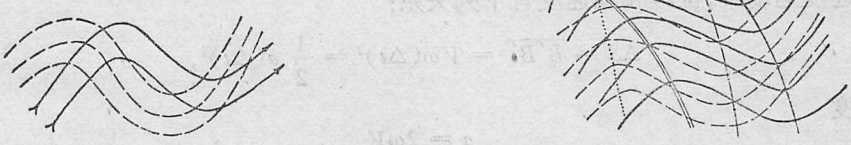


(a) 平面图　　(b) 剖面图

图 2·8　冷低压

5. 温度场和气压场分布不对称的情况

如图 2·9，这时温度场的槽脊要落后于高度场的槽脊。这是高空长波系统发展过程中经常出现的形势。由于两等压面间的厚度在暖区较大，冷区较小。所以随着高度的增加，槽线愈来愈移向冷区，脊线愈来愈移向暖区。因而在图 2·9 中，槽线和脊线随高度增高向西倾斜。



(a) 高空槽脊平面图　　(b) 高空槽脊剖面图

图 2·9

第二节　地　转　风

在实际大气中，距地面 1000 米以下的大气层，受地面摩擦和其它下垫面的影响比较大；而在这个高度以上的大气摩擦等作用比较小。我们把 1000 米高度以下，摩擦作用比较显著的大气层，称为摩擦层；而 1000 米高度以上的大气称为自由大气。由于摩擦层中与自由大气中空气质点受力是不同的，运动的规律也不同。因此，对摩擦层和自由大气将分别加以讨论。本章中只讨论自由大气中的情况。

在自由大气中，我们发现风总是沿着等压线吹的，气旋性涡旋总是对应着低压中心，反气旋性涡旋总是对应着高压中心。这说明自由大气中，风和气压场存在着特定的联系。这里，我们重点讨论风场和气压场的联系。

我们先讨论在旋转地球上物体运动的一般规律。因为，风表示空气质点的水平运动，它是在旋转地球上发生的。

一、地转偏向力

我们先研究一旋转圆盘上的运动。设圆盘以角速度 ω 绕 O 点作逆时针旋转（如图

2·10)，设圆盘内的观察者在 A 点以速度 V 沿半径方向向外抛射一物体，他希望经过 Δt 时间后能抛射到 B 点．如果圆盘是一惯性坐标系的话（例如圆盘不转），则该物体经 Δt 时间后可到达 B 点，$AB = V\Delta t$．但现在圆盘是旋转的，是一非惯性坐标系，在这个坐标系中将使物体的运动出现一个附加的加速度，因此圆盘内抛射者的希望不能实现．当我们在圆盘外考察时，可以清楚地看到它不能实现的原因．当物体在旋转圆盘上 A 点被抛射时，这时物体具有两个速度，一是随圆盘一起运动的切向线速度 $V_\tau = r\omega$，另一个是抛射速度 V．该物体将按照它们的合成速度运动，经 Δt 时间后，物体应该移至 B''．当物体由 A 移到 B'' 时，圆盘内的抛射者已由 A 移到 A'，而他希望抛射的目标应由 B 移到 B'．圆盘内的抛射者发现，物体经 Δt 时间后，并没有移到他希望的目标 B'，而是向右偏了 $B'B''$ 的距离．也即出现了一个与运动方向垂直向右的加速度．根据运动第二定律，圆盘内的观察者可以设想这是物体受一个垂直于速度方向向右的力造成的．这一作用力的数值为：

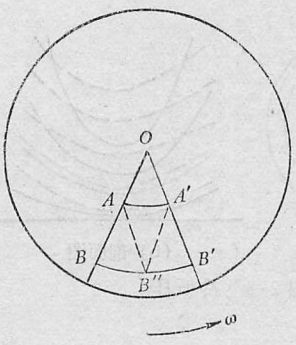


图 2·10　旋转圆盘上的偏向力

$$\overline{B'B''} = \overline{A'B''}\Delta\varphi = \overline{AB}\Delta\varphi = V\Delta t \cdot \omega\Delta t = V\omega(\Delta t)^2,$$

上式表示 Δt 时间内物体偏离的位移．如 Δt 时间很短，可把物体看成匀加速度的运动．在匀加速度运动中，位移和加速度有下列关系：

$$\Delta S = \overline{B'B''} = V\omega(\Delta t)^2 = \frac{1}{2}a(\Delta t)^2,$$

则加速度

$$a = 2\omega V,$$

这一加速度的方向垂直于速度 $\boldsymbol{V}$，偏向右方．我们可以相应地引入这一加速度的偏向力的大小为

$$f = 2m\omega V,$$

方向与速度 $\boldsymbol{V}$ 垂直，偏向右方．

地球是一个绕着地轴以 Ω 角速度旋转的球体．地球自转角速度可以表示成沿着地轴，指向北极的矢量．当我们在天气图上考察大气的水平运动时，这种水平运动基本是和地面平行的．和前面转动圆盘相对比，对水平运动产生偏向力的旋转作用，是绕由该地点到天顶的垂线为轴线的旋转角速度，它由图 2·11的 $\boldsymbol{OB}$ 矢量表示．它是地球自转角速度在 $\boldsymbol{OB}$ 方向的投影，故绕至天顶的轴线的旋转角速度为：

$$\omega = \Omega\cos\left(\frac{\pi}{2} - \varphi\right) = \Omega\sin\varphi,$$

式中 φ 为地理纬度．因此，在地球上，如空气运动的速度为 $\boldsymbol{V}$，则单位质量空气所受的地转偏向力为

$$f_{偏} = 2\Omega\sin\varphi|\boldsymbol{V}|.$$

$f_{偏}$ 的方向与矢量 $\boldsymbol{V}$ 垂直偏向右方．这里 Ω 为地球自转角速度，

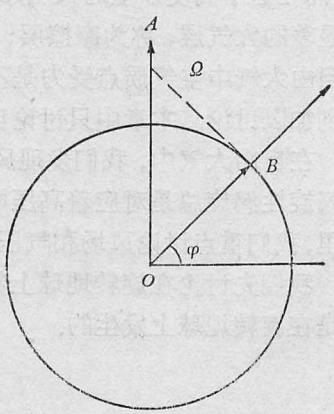


图 2·11　局地地转角速度

$$\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}.$$

现在把地球上空气质点水平运动时所受的地转偏向力写成坐标分量的形式. 取坐标 OXY, X 指向东方, Y 指向北方. 速度为:

$$\boldsymbol{V} = \boldsymbol{i}u + \boldsymbol{j}v,$$

$\boldsymbol{i}$ 和 $\boldsymbol{j}$ 表示 X 和 Y 方向的单位矢量; u, v 表示 X 和 Y 方向的(即东西和南北方向的)分速. 东西向分速 u 所引起的垂直向右的地转偏向力是向南的,即

$$f_{偏y} = -2\Omega \sin \varphi u,$$

南北向分速 v 引起的地转偏向力是向东的,即

$$f_{偏x} = 2\Omega \sin \varphi v,$$

因而有

$$\boldsymbol{f}_{偏} = \boldsymbol{i}2\Omega \sin \varphi v - \boldsymbol{j}2\Omega \sin \varphi u. \tag{2·7}$$

上式即为空气作水平运动时,单位质量空气质点所受的地转偏向力的矢量形式.

二、地　转　风

在自由大气的大尺度运动中, 气压场和流场都是不断变化的, 但在它们变化的过程中,变化的每一瞬间, 空气质点所受的气压梯度力和地转偏向力之间, 却又存在着近似的相互平衡关系. 我们把水平气压梯度力和地转偏向力平衡时的大气的流场称为地转风.

令 $\boldsymbol{G}$ 表示单位质量的水平气压梯度力, $\boldsymbol{f}_{偏}$ 表示单位质量空气所受的地转偏向力, 当两者平衡时,有

$$\boldsymbol{G} + \boldsymbol{f}_{偏} = 0. \tag{2·8}$$

在第一节一中已经指出,单位体积空气所受的水平气压梯度力为

$$-\nabla_2 P = -\left(\boldsymbol{i} \frac{\partial P}{\partial x} + \boldsymbol{j} \frac{\partial P}{\partial y} \right).$$

因此单位质量空气所受的水平气压梯度力为

$$\boldsymbol{G} = -\frac{1}{\rho} \nabla_2 P = -\left(\boldsymbol{i} \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \boldsymbol{j} \frac{\partial P}{\partial y} \right).$$

再利用(2·7)式,(2·8)式可改写成:

$$\boldsymbol{i}2\Omega \sin \varphi v - \boldsymbol{j}2\Omega \sin \varphi u - \frac{1}{\rho} \left(\boldsymbol{i} \frac{\partial P}{\partial x} + \boldsymbol{j} \frac{\partial P}{\partial y} \right) = 0.$$

把它写成分量形式,则有

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\Omega \sin \varphi v = 0 \tag{2·9}$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\Omega \sin \varphi u = 0 \tag{2·10}$$

上式表示当水平气压梯度力和地转偏向力平衡时,流场和气压场的联系. 前面已经指出, 我们把满足这种平衡的流场称为地转风. 如果把地转风分量用 u_g, v_g 表示,这时(2·9)和(2·10)可改写为

$$u_g = -\frac{1}{f} \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \tag{2·11}$$

$$v_g = \frac{1}{f} \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}. \tag{2·12}$$

这里 $f = 2\Omega \sin\varphi$，φ 是纬度.

我们把实际大气中观测到的风称为实测风，根据(2·11)和(2·12)式由气压场计算出的风称为地转风. 实测风我们用 $\boldsymbol{V}$ 或它的投影 u，v 表示，地转风用 $\boldsymbol{v}_g$ 或投影 u_g，v_g 表示，当实测风和地转风相等时，即

$$U = u_g, \quad V = v_g,$$

称大气运动处于地转平衡状态. 如果实测风不和地转风相等，这时有

$$U - u_g = u', \quad V - v_g = v'. \tag{2·13}$$

式中 u'，v' 称为地转偏差或非地转风. 把(2·13)改写一下，有

$$U = u_g + u', \quad V = v_g + v',$$

它表示实测风可以分解为两个部分，一是地转风部分，一是非地转风部分.

要了解地转风的特点，可先考察一个直线的等压线，如图 2·12. 这时 $\dfrac{\partial P}{\partial x} = 0$，则

$$v_g = 0$$

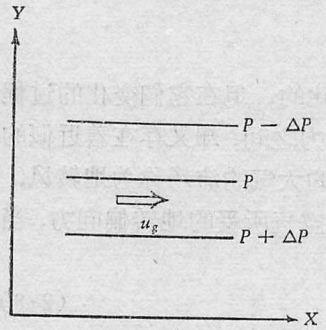


图 2·12　直线等压线与地转风

P 的数值是随着 Y 增加而减少的. 即 $\dfrac{\partial P}{\partial y} < 0$，则 $u_g > 0$，地转风为西风，如图 2·12 中所示.

从这个例子可以看出，地转风是平行于等压线的，在北半球，它的方向是，背风而立，高压在右，低压在左. 其数值为

$$|u_g| = \frac{1}{f\rho}\left|\frac{\partial P}{\partial y}\right|.$$

一般情形是，由于沿着等压线方向气压相等，因此在这个方向上空气所受的气压梯度力应为零，亦即气压梯度力沿着等压线方向的分力为零. 因此气压梯度将和等压线垂直. 在如图 2·13 的气压分布中，A 点的气压梯度力将如图所示，由高压指向低压，并和等压线相垂直. 它的大小应为

$$|\boldsymbol{G}| = \left|\frac{1}{\rho}\nabla P\right| = \frac{1}{\rho}\sqrt{\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)^2}.$$

经过适当的换算，可得

$$|\boldsymbol{G}| = \frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial n}.$$

$\partial P/\partial n$ 表示气压沿等压线的法线方向的微商，法线 n 为与等压线相垂直的方向. 两等压线之间的距离愈小，即等压线愈密集时，$\partial P/\partial n$ 的数值愈大.

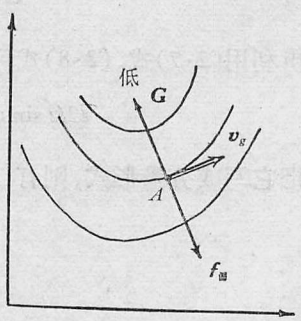


图 2·13　一般情形下的气压场和地转风

满足地转风关系时，地转偏向力应与气压梯度力相平衡，因此 $\boldsymbol{f}_偏$ 应如图所示，与 $\boldsymbol{G}$ 大小相等方向相反. 根据地转偏向力的性质可以知道，在北半球地转偏向力和速度 $\boldsymbol{V}$ 垂直并在 $\boldsymbol{V}$ 的右方，它的数值为

$$f = 2\Omega \sin\varphi \cdot c,$$

式中 c 为 $\boldsymbol{V}$ 的绝对值. 因此，在图 2·13 中，地转风 $\boldsymbol{v}_g$ 应如图所示，和 $f_偏$ 相垂直，并且 $f_偏$ 指向它的右方. 从图 2·13 可以看出，地转风 $\boldsymbol{v}_g$ 和等压线相切，背风而立，高压在右，低压

在左. 对于低压区,为逆时针旋转的气旋式环流,对于高压区,为顺时针旋转的反气旋式环流. 由于地转偏向力和气压梯度力大小相等,故有

$$\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial n}=2\Omega\sin\varphi c_g, \tag{2·14}$$

c_g 为地转风 $\boldsymbol{v}_g$ 的绝对值. 它与气压梯度的数值成正比,等压线愈密,地转风速愈大. 地转风的大小也和纬度有关,在同样的气压梯度下,低纬由于 $f=2\Omega\sin\varphi$ 较小,所以地转风的风速较大.

三、等压面上的地转风

前面讨论的是等高面上水平气压场和流场的联系. 但在实际天气图分析中,我们都分析等压面上等位势线,因此需要将地转风关系变换到等压面上便于应用的形式.

假定气压梯度为已知,要求出等压面坡度与气压梯度的关系. 如图 2·14,设有 $P=P_1$ 的等压面,在等压面 P_1 附近取一点 M,过 M 作 Δz 和 Δx 交等压面于 A, B 两点. 由于 $P(A)=P(B)=P_1$,因而有:

$$P(M)-P(A)=P(M)-P(B),$$

而

$$P(M)-P(A)=\frac{\partial P}{\partial x}\Delta x,$$

$$P(M)-P(B)=-\frac{\partial P}{\partial z}\Delta z.$$

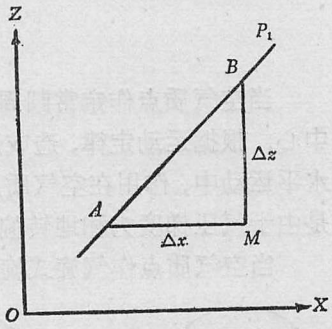


图 2·14 等压面坡度与气压梯度

故有

$$\frac{\partial P}{\partial x}\Delta x=-\frac{\partial P}{\partial z}\Delta z.$$

因此,等压面的坡度为:

$$\frac{\Delta z}{\Delta x}=-\frac{\dfrac{\partial P}{\partial x}}{\dfrac{\partial P}{\partial z}}.$$

根据静力学公式, $\dfrac{\partial P}{\partial z}=-\rho g$,当 Δx 取得足够小时,则有

$$\frac{\partial z}{\partial x}=\frac{1}{\rho g}\frac{\partial P}{\partial x},$$

亦即

$$\frac{\partial \phi}{\partial x}=\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial x}.$$

同理可得

$$\frac{\partial \phi}{\partial y}=\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial y}.$$

这就是等压面坡度和水平气压梯度的关系．利用这关系，等压面上地转风可表示成

$$u_g = -\frac{1}{f}\frac{\partial \phi}{\partial y}, \tag{2·15}$$

$$v_g = \frac{1}{f}\frac{\partial \phi}{\partial x}. \tag{2·16}$$

上式中不包含密度 ρ，因而它比等高面上地转风关系具有更简单的形式．它表示等压面上的地转风，沿着等高线吹，在北半球背风而立，高位势区在右，低位势区在左．地转风的数值为

$$c_g = \frac{1}{f}\frac{\partial \phi}{\partial n}. \tag{2·17}$$

等压面图上的地转风关系，是我们分析等压面图上等高线的重要参考原则．

四、梯　度　风

当空气质点作定常圆周运动时，必然存在一向心加速度，它的数值为 V^2/r，方向指向中心．根据运动定律，造成这样的一个向心加速度必有一向心力存在．在大气的大尺度水平运动中，作用在空气质点上的力主要为气压梯度力和地转偏向力．因此向心力主要是由于气压梯度力和地转偏向力不平衡所产生的．

当空气质点作气旋式旋转时，如图 2·15，气压梯度力是向圆心的，地转偏向力是向圆外的，这时，只有气压梯度力大于地转偏向力才能出现向心力．在这种情况下，根据运动第二定律对单位质量空气有

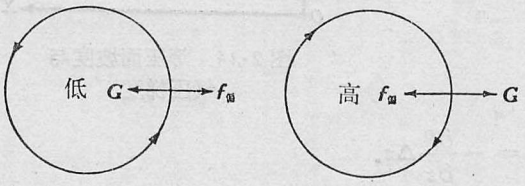


图 2·15　梯度风运动中力的平衡

$$-\frac{\partial \phi}{\partial n} - fV = \frac{V^2}{r},$$

即气压梯度力减地转偏向力等于向心加速度．这里 r 为运动圆周的半径．

在空气质点作反气旋旋转时，气压梯度力是指向圆外的，地转偏向力是指向圆心的，当存在有向心力时，则有地转偏向力减气压梯度力等于向心加速度．即

$$fV - \left(-\frac{\partial \phi}{\partial n}\right) = \frac{V^2}{r}.$$

因此，对于气旋有

$$-\frac{\partial \phi}{\partial n} = \left(f + \frac{V}{r}\right)V, \tag{2·18}$$

对于反气旋有

$$-\frac{\partial \phi}{\partial n} = \left(f - \frac{V}{r}\right)V. \tag{2·19}$$

这里 V 表示空气作圆周运动时的速率．比较方程(2·18)和(2·19)，我们可以看出两点：

(1) 在同样风速的情况下，由于

$$f + \frac{V}{r} > f - \frac{V}{r},$$

则显然气旋的气压梯度比较大，即等压线较密，反气旋的气压梯度比较小，即等压线比较

稀疏.

(2) 在大气中可以出现很强的低压中心，例如台风就是这样的系统. 但大气中不可能出现很强的高压中心，因这时不可能出现与这种气压梯度力相平衡的力. 根据式(2·14)可以看出，当风力特强时，将会出现

$$f-\frac{V}{r}<0.$$

因此强的反气旋环流反而对应低压中心，当然这种情况在一般大尺度运动中不可能出现.

第三节 热 成 风

在第一节四中，我们曾经讨论了气压系统随高度变化和温度场的联系. 第二节二中又讨论了任一高度（或等压面上）气压场和流场之间存在着的地转风关系. 也就是说，当满足地转风平衡时已知等压面上的位势场，也就知道了流场. 因此，在地转风平衡的条件下，当气压场随高度的变化已知时，自然也就知道了流场随高度的变化. 把前面两节的结果结合起来，也即把静力学关系和地转风关系结合起来，就可以讨论流场随高度变化与温度场的关系.

一、热成风的含义

我们考虑两层等压面 P_1, P_2, 设 $\boldsymbol{v}_{g_1}$ 为 P_1 等压面上的地转风，$\boldsymbol{v}_{g_2}$ 为 P_2 等压面上的地转风. 上下两层等压面上地转风速之差

$$\boldsymbol{v}_{g_1}-\boldsymbol{v}_{g_2}=\boldsymbol{v}_{g_T}, \tag{2·20}$$

称为等压面 P_1 和 P_2 之间的热成风.

二、地转风随高度的变化与温度场的关系

根据静力学公式，两等压面的高度差正比于两等压面间的温度，即

$$\Phi_1-\Phi_2=RT_m\ln\frac{P_2}{P_1}.$$

将上式对 x 和 y 分别取微商，则有：

$$\frac{\partial\Phi_1}{\partial x}-\frac{\partial\Phi_2}{\partial x}=R\ln\frac{P_2}{P_1}\frac{\partial T_m}{\partial x}, \tag{2·21}$$

$$\frac{\partial\Phi_1}{\partial y}-\frac{\partial\Phi_2}{\partial y}=R\ln\frac{P_2}{P_1}\frac{\partial T_m}{\partial y}. \tag{2·22}$$

上式表明，上下两层等压面上坡度差正比于两等压面间的平均温度梯度. 根据地转风关系，地转风决定于等压面上的坡度，因此由式(2·21)和(2·22)可直接推知，上下两层等压面上的地转风差决定于两等压面间的温度梯度. 利用地转风关系式(2·15)和(2·16)，可将(2·21)和(2·22)式改写为：

$$u_{g_1}-u_{g_2}=-\frac{R}{f}\ln\frac{P_2}{P_1}\frac{\partial T_m}{\partial y}, \tag{2·23}$$

$$v_{g_1}-v_{g_2}=\frac{R}{f}\ln\frac{P_2}{P_1}\frac{\partial T_m}{\partial x}. \tag{2·24}$$

令

$$u_{g_T} = u_g - u_{g_2}, \tag{2·25}$$

$$v_{g_T} = v_{g_1} - v_{g_2}, \tag{2·26}$$

表示等压面 P_1 和 P_2 间的热成风. 根据式(2·23)和(2·24),则有:

$$u_{g_T} = -\frac{R}{f}\ln\frac{P_2}{P_1}\frac{\partial T_m}{\partial y}, \tag{2·27}$$

$$v_{g_T} = \frac{R}{f}\ln\frac{P_2}{P_1}\frac{\partial T_m}{\partial x}. \tag{2·28}$$

因此,热成风和等温线之间的关系和地转风和等压面上等高线之间的关系是一致的.

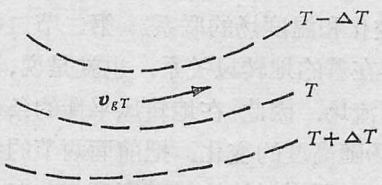


图 2·16 热成风与等温线的关系

如图 2·16, 热成风 $\boldsymbol{v}_{g_T}$ 的方向为沿着等温线的方向,在北半球,高温区在右,低温区在左. 热成风的绝对值为

$$|v_{g_T}| = \frac{R}{f}\ln\frac{P_2}{P_1}\frac{\partial T_m}{\partial n},$$

$\partial T_m/\partial n$ 为两等压面间平均温度的水平梯度的绝对值,因此热成风的大小 $|\boldsymbol{v}_{g_T}|$ 和温度梯度成正比,等温线愈密集,热成风愈大.

三、风随高度的变化与冷暖平流的关系

根据测风气球可观测到实测风随高度的改变, 因为在大气中一般都近似满足地转风平衡的. 因而,实测风随高度的改变即热成风,决定于该层的温度梯度. 这样依靠测风气球,不仅可决定风场, 而且还可大致决定温度场分布的特点. 因此, 根据测风资料可以估计冷暖平流. 对于本站而言,如果有冷空气流来, 叫做冷平流. 如果有暖空气流来, 叫做暖平流. 图 2·17(a),(b) 表示冷暖平流和风随高度变化的关系.

当风随高度作顺时针转向时, 对应暖平流,如图 2·17(a) 所示, 当风随高度作逆时针

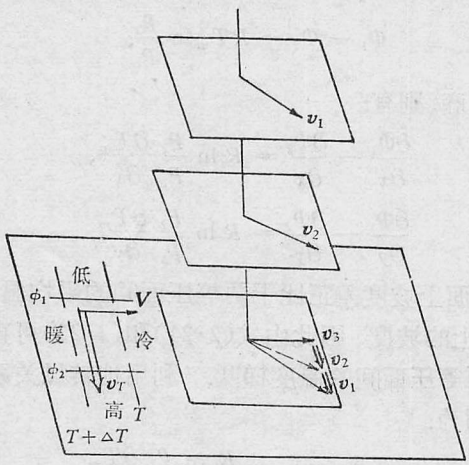


图 2·17(a) 风随高度的变化与冷暖平流的关系

(单箭头表示实测风,双箭头表示热成风)

旋转时,对应冷平流,如图 2·17(b) 所示.

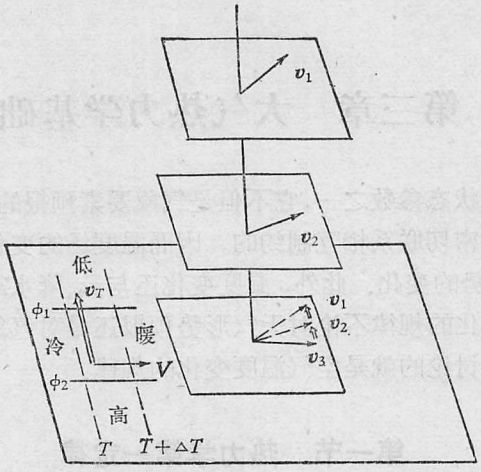


图 2·17(b)　风随高度的变化与冷暖平流的关系［图例同(a)］

在实际工作中，可利用风随高度变化来判断冷暖平流．例如测风表明，低层风随高度增加作顺时针旋转，高层风随高度增加作逆时针旋转，则表明低层有暖平流，高层有冷平流；低层增暖，高层变冷．这时将使大气层结变得愈加不稳定，有利于对流性天气发展．

第三章　大气热力学基础

温度是空气的重要状态参数之一，它不但是气象要素预报的直接项目，而且由于温度场和气压场及流场间是密切联系相互制约的，因而温度场的变化必然引起气压场及流场的变化，即引起天气形势的变化．此外，温度变化还与云、降水等天气现象的形成密切相关，因此，了解温度变化的规律不论对天气形势预报还是对气象要素预报都是十分重要的．大气热力学基础所讨论的就是空气温度变化的规律．

第一节　热力学第一定律

热力学第一定律是从能量角度考察温度变化的规律，为了了解这种规律需要先介绍功、能量的概念以及能量是怎样发生变化的．

一、功

当我们推车前进时是要用力的．推车的位移愈长，用的力愈大，我们所做的功也愈大，所以，如图 3·1 所示：

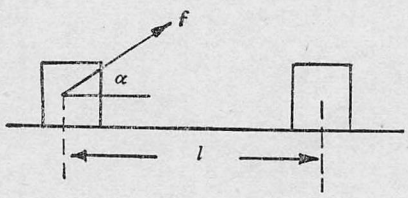


图 3·1　力及位移与功的关系

功 = 力的数值 × 力的作用点的位移 × 力与位移方向夹角的余弦，

即
$$W = f \cdot l \cdot \cos\alpha. \tag{3·1}$$

上式说明，只是力在位移方向的分量(或投影)才做了功．这是因为，与位移方向垂直的力对推动车子的前进没有影响，因而也就没有做功．

上面说的是固体的运动．气体在膨胀或收缩时也要做功．火车就是利用锅炉中蒸气膨胀做功来推动车轮前进的．如果有一容器，其截面积为 S，则作用在 S 面上的力为

$$f = P \cdot S,$$

式中 P 为压力．如图 3·2 所示，压力所做的功为：

$$W = P \cdot S \cdot \alpha. \tag{3·2}$$

但 $S \cdot \alpha$ 即容器体积的变化，因此，若令 V_1 表示容器原来的体积，V_2 表示变化后的体积，则体积的变化为：

$$\Delta V = V_2 - V_1 = S\alpha.$$

因此，(3·2)式可以写成

$$W = P\Delta V. \tag{3·3}$$

上式说明，膨胀时 ($\Delta V > 0$)，气体对外界做功($W > 0$)．压缩时($\Delta V < 0$)，外界对气体做功($W < 0$)．

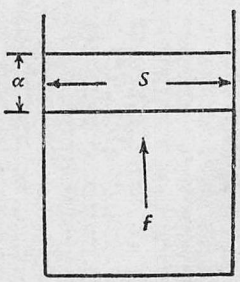


图 3·2　气体膨胀做功

(3·3) 式是气压为常定的过程中气体膨胀和压缩时所做的功．更经常的情况是气压不维持常定，但是，这时我们可以把总的体积变化 ($V_2 - V_1$) 分成许多 $\left(\sum_{i=1}^{n}\Delta V_i\right)$ 小的体

积变化 ΔV_i，而在每个小的体积变化过程中有一定的压力 P_i，因此，每变化一个小体积 ΔV_i 时，气体做的功为：

$$\Delta W_i = P_i \Delta V_i. \tag{3·4}$$

于是，变化总体积 $V_2 - V_1$ 所做的功为：

$$W = \sum_{i=1}^{n} \Delta W_i = \sum_{i=1}^{n} P_i \Delta V_i = \int_{V}^{V_2} P dV. \tag{3·5}$$

二、能　　量

所谓能量就是指物体所具有的与其状态相联系的一种内在能力．例如，高速飞行的子弹能穿透物体，大风能吹倒树木和建筑物，这种运动着的物体所具有的内在能力叫做动能，它决定于物体的速度和质量，单位质量物体的动能为 $E = \frac{1}{2} V^2$（V 是速度）．又如离地面某高度的物体下落时会把地压实，这种由于物体和其它物体间的引力而具有的内在能力叫做位能，它与物体的质量及与其它物体的相对位置有关．单位质量物体的重力位能为 $E_p = \frac{1}{2} gh$，其中 h 为物体距地面的高度．

上述这类能量即整个物体的动能和位能，是与物体的宏观运动及状态有关的，统称为机械能，它是力学研究的对象．

除了机械能外，还有一类能量，例如热能、辐射能、电磁能、化学能、原子能等，它们都和物体内部的微观运动状态及结构有关，统称为内能．

热力学所研究的只是由物体的温度（分子热运动平均动能）所决定的热能的变化规律．因此，热力学中说的内能就是指热能，而不包括其它形式的内能．对于单位质量空气，其热能为 $U = c_v T$ + 常数，这里 c_v 为定容比热．

三、做功与能量变化的关系

由力学第二定律知道，物体在外力作用下位移一段距离时，外力对它做了功；另一方面，物体由于受力将有加速度，即速度发生了变化，因而动能也发生了变化，就是说做功可以使动能发生变化．又如，若以某初速上抛一物体，这物体有一个初始动能，在上升过程中，由于重力对物体做负功，将使物体动能逐渐减小，而位能逐渐增大，当到达最高点时，动能变为 0，位能变为最大；然后在下降过程中，由于重力对物体做正功，使物体位能逐渐减小，而动能逐渐增大，到达地面时，位能变成最小，而动能变成最大．这说明，做功也可使位能发生变化，并使动能和位能互相转化．再如摩擦一物体时要用力，该力对物体做功，结果使物体的温度升高，即热能增加，这说明，做功也能使热能发生变化，并使机械能和热能发生转化．

还可以举出许多类似的例子，这些事实说明，能量的变化或转化是和做功密切相关的．功是使物体能量发生变化或使一种形式能量转化成另一种形式能量的方式，功是被传递的能量的量度．

四、热力学第一定律

热力学第一定律是热能变化的规律．上面已指出，对物体做功可以使机械能转变成

热能而使物体的热能发生变化．但是，做功并不是使热能发生变化的唯一方式．例如通过一定的物理过程（如辐射、热传导、湍流热交换和凝结、蒸发等）把其它物体的热能转移或传递给某物体，或者使其本身放出或吸收潜热，那么物体的温度也会发生变化，即热能发生变化，这种被转移或传递的热能称为热量．热量是使物体热能发生变化的另一种方式．

对于固体和液体，热量的大小可以简单地用物体温度的变化来量度．如果称 1 克的物体温度升高 1 度所需的热量为比热，以 c_m 表示，则使单位质量的物体温度变化 ΔT，所需的热量 Δq 为：

$$\Delta q = c_m \Delta T. \tag{3·6}$$

热量的单位为卡，规定 1 克纯水温度由 14.5℃ 升到 15.5℃ 时所需的热量为 1 卡．对于固体和液体，比热是随物质而不同的常数，如水的比热为 1 卡/克·度，冰的比热为 0.5 卡/克·度．

对于气体，由于其体积的易变性，热量的大小一般不仅与温度变化有关，而且还和其它状态参数（如压力、密度）的变化有关，因而对于气体，比热不仅随物质而不同，而且对于同一种气体，其比热还和状态变化的过程有关．

当体积不变时，1 克气体温度升高 1℃ 所需的热量称为定容比热，以 c_v 表示，

$$c_v = \left(\frac{\Delta q}{\Delta T}\right)_{\text{等容}}. \tag{3·7}$$

当压力不变时，1 克气体温度升高 1℃ 所需的热量称为定压比热，以 c_p 表示，

$$c_p = \left(\frac{\Delta q}{\Delta T}\right)_{\text{等压}}. \tag{3·8}$$

对于空气，$c_v = 0.169$ 卡/克·度，而 $c_p = 0.2375$ 卡/克·度．可见，对于空气，当温度变化相同但过程不同时，所需的热量并不相同．等压过程所需的热量比等容过程要多．因此，要注意热量和热能间含义的基本差别．热能是物体状态的表征，可以用物体的温度大小来量度，而热量不是状态的函数，它的大小和功一样还和状态变化的具体过程有关．因此，只能说某物体具有多少热能，而如果说某物体具有多少热量就没有意义了．

热量和做功对于引起物体的热能变化来说，其作用是相当的．热量和功可以互相转化，而且通过实验确定，热量和功之间的转化有着确定的量的关系．热功当量为 $J=4.186$ 焦耳/卡，而功热当量为 $A = \frac{1}{J} = 0.2389$ 卡/焦耳．

通过大量实验发现，热量、做功和物体的热能变化之间有着规律性的联系．这种规律称为热力学第一定律，它是一个实验定律．如果令 ΔQ 表示外界传给系统的热量，ΔW 为外界对系统做的功，而系统热能的变化为 ΔU，则热力学第一定律可写成

$$\Delta U = \Delta W + \Delta Q. \tag{3·9}$$

它表示：系统热能的变化 = 外界对系统所做的功 + 外界传给系统的热量．

若令 $\Delta W'$ 表示系统对外做的功，则显然有：

$$\Delta W' = -\Delta W.$$

因此，热力学第一定律可以写成：

$$\Delta Q = \Delta U + \Delta W'. \tag{3·10}$$

式(3·10)表示：外界传给系统的热量 = 系统热能的变化 + 系统对外界所做的功．

第二节　干空气热力学

一、干空气的热力学第一定律

下面讨论干空气(即不含水汽的空气)的热力学，这对于不发生凝结和蒸发等水的相变过程的湿空气同样也是适用的.

考虑质量为 1 克的封闭空气体积，其热能变化为:

$$\Delta U = c_v \Delta T. \tag{3·11}$$

前面曾指出，当气体膨胀或压缩一个小体积 ΔV 时，气体对外所做的功为 $\Delta W' = P\Delta V$，因此，对于空气，热力学第一定律可以写成:

$$\Delta Q = c_v \Delta T + AP\Delta V. \tag{3·12}$$

式中 A 是功热当量，因在气象学中常用热量的卡作为能量的单位，因此，需要把以焦耳为单位的机械能换算成卡. 方程 (3·12) 是对单位质量空气的热力学第一定律，ΔQ 表示单位质量空气所得到的热量. 当 ΔT 和 ΔV 充分小时，可以把方程写成微分形式，即

$$dQ = c_v dT + APdV. \tag{3·13}$$

利用状态方程

$$PV = RT,$$

对它进行微分，则有:

$$PdV + VdP = RdT.$$

这里，对于 1 克质量的干空气，$R = 2.87 \times 10^6$ 厘米/秒^2·度.

利用上式，则(3·13)式可改写成

$$dQ = c_v dT + A(RdT - VdP) = (c_v + AR)dT - AVdP.$$

由此可以得出定容比热 c_v 和定压比热 c_p 之间有如下的简单关系:

$$c_p = c_v + AR.$$

因此有

$$dQ = c_p dT - AVdP.$$

再利用状态方程 $V = \dfrac{RT}{P}$，上式又可写成:

$$dQ = c_p dT - \frac{ART}{P} dP. \tag{3·14}$$

这是在气象学中热力学第一定律的常用形式.

二、绝　热　变　化

在大气中，有时加热作用比较缓慢，空气的变化过程可以看成是绝热的，即 $dQ = 0$，这时(3·13)式变为

$$c_v dT + APdV = 0,$$

或

$$c_v dT = -APdV.$$

上式表明，气体内能的变化等于外界对气体所做的功. 当空气体积膨胀时，$dV > 0$，气体对外做正功，这时内能要减小，$c_v dT < 0$，因而温度要降低. 当空气体积压缩时，$dV < 0$，

外界对气体做正功，这时内能要增加，$c_v dT > 0$，因而温度要升高。

对于方程(3·14)，在绝热情况下 $dQ = 0$，则有

$$c_p dT - \frac{ART}{P} dP = 0,$$

或

$$c_p dT = \frac{ART}{P} dP. \tag{3·15}$$

上式把气体的压力变化和温度变化联系了起来。它表明，在绝热条件下，当空气质点上升时，压力减小，$dP < 0$，这时 $c_p dT < 0$，因而温度要降低。当空气质点下沉时，压力增加，$dP > 0$，这时 $c_p dT > 0$，因而温度要升高。

对(3·15)式进行积分，可得空气绝热变化时的变态方程

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{P}{P_0}\right)^{AR/c_p}. \tag{3·16}$$

式中 $AR/c_p = 0.288$。上式给出绝热变化时温度随气压变化的具体规律。

三、位　　温

温度是描述气体热力状态的一个属性。但在绝热变化过程中，温度是随着气压的变化而变化的，因此，要比较在不同气压下两个空气质点的热力状态，单纯比较温度是不行的，还要考虑气压的影响，应该把它们的温度变化到同一气压下来进行比较。在气象学中，通常是把空气质点变化到1000毫巴气压下进行比较，用这种条件下空气的温度来代表空气的热力属性。我们把空气质点绝热地变化到1000毫巴气压下所具有的温度称为空气质点的位温。根据(3·16)式，显然位温 θ 可由下式表示：

$$\theta = T\left(\frac{1000}{P}\right)^{AR/c_p}. \tag{3·17}$$

可根据空气质点的温度和压力，由上式求出位温来。显然，对于个别空气质点而言，在绝热变化过程中，它的位温是不变的，亦即具有保守性。只有当它吸收或放出热量时，位温才发生变化。从(3·17)式可以看出，位温 θ 是温度 T 和气压 P 的函数。在气象中，一般常用的热力图表是以温度 T 为横坐标，以对数压力 $\ln P$ 为纵坐标，称为温度对数压力图解。该图上的干绝热线即为等位温线，它就是根据(3·17)式绘制的。当已知空气的温度和压力时，我们可由热力图表上直接读出位温 θ 来。

四、干绝热减温率

前面已指出，在空气的绝热变化过程中，上升时，气压减小，温度降低；下沉时，气压增大，温度升高。

空气质点在上升或下沉时，其温度随高度变化的程度是依赖于它的压力随高度变化的程度的。在个别空气质点上升或下沉的过程中，它内部的压力在所有时刻都调节到和周围大气中的气压相等。令 $\bar{P}$ 表示周围环境中大气的气压，则有

$$P = \bar{P} \text{ 和 } dP = d\bar{P}, \tag{3·18}$$

我们称这条件为准静力条件。在实际大气中，气压随高度的变化是由静力学方程决定的，

即有

$$d\bar{P} = -\bar{\rho}gdz.$$

式中 $\bar{\rho}$ 为周围环境大气的密度. 根据式(3·15)和(3·18),当空气质点作垂直运动时,它的温度变化满足

$$c_p dT = \frac{ART}{P}(-\bar{\rho}gdz) = -Ag\frac{\bar{\rho}}{\rho}dz.$$

一般情况下, $\bar{\rho}/\rho \approx 1$, 故有

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{Ag}{c_p} \approx -1℃/100\text{ 米}. \tag{3·19}$$

上式表示,空气质点上升时,每上升 100 米温度约下降 1℃. 这个减温率是空气质点作绝热的上升和下沉运动时温度随高度的变化率,也叫干绝热减温率,它不同于探空仪观测到的实际大气的垂直减温率,后一种减温率也叫环境减温率.

第三节 湿空气的热力学

上一节,我们讲述的是干空气的热力学,实际上大气并不是干空气,而是含有水汽的湿空气. 当大气中不发生水汽的凝结或水滴的蒸发等现象时,它的温度变化基本上满足干空气的热力学定律. 当大气中有凝结或蒸发等现象发生时,它的温度变化规律就有其特殊性. 因此,在这一节,将专门讨论当存在蒸发或凝结时,空气的热力学规律.

一、湿空气的一般性质

大气中含有水汽. 存在于空气中的水汽或水滴,在一定条件下,将会产生凝结或蒸发过程. 当进入到空气中的水分子数多于进入到水中的水汽分子数时,这种过程叫蒸发,反之,则叫凝结.

实际大气中,究竟将要发生的是凝结过程还是蒸发过程,这取决于实际水汽压 e 与该温度下的饱和水汽压 e_s 的相对大小. 当夜间,近地面层大气冷却时,饱和水汽压逐渐降低,当降到等于实际水汽压时,空气中的水汽达到了饱和. 这时空气的温度即为露点. 如果气温继续下降,这时饱和水汽压低于实际水汽压,就会发生水汽的凝结,形成雾. 当湿空气上升时,温度绝热下降,饱和水汽压也降低,到一定程度后,湿空气即达饱和,再上升即会凝结,形成云.

大气中的水汽含量,还常用比湿 q 来表示,它表示同体积中水汽质量和湿空气质量之比(参看第一章第一节三),比湿和水汽压可以互相换算,它们之间存在着如下的近似关系:

$$q = 0.622\frac{e}{P}. \tag{3·20}$$

饱和水汽压下的比湿叫饱和比湿 q_s, 显然

$$q_s = 0.622\frac{e_s}{P}. \tag{3·21}$$

由于 e_s 是温度的函数,因此,饱和比湿 q_s 是温度和压力的函数. 在热力图表上,等饱和比

湿线就是根据温度和压力决定出来的，即表示这种函数关系.

当大气中存在水汽时，天气变化就更加复杂了. 在气象中对水汽的研究主要有两个方面. 一方面是水汽凝结对大气运动的影响. 水汽凝结放出热量，能够影响温度场，从而影响大气的运动. 例如在台风、飑线形成时，水汽的凝结过程起着非常重要的作用. 另一方面，大气运动可造成水汽的凝结，例如上升运动可形成云和降水，要预报云和降水，必须很好地考虑这问题. 这两个方面是互相影响的，天气形势预报和降水预报是密切相关的. 本章将给上述两方面的研究提供物理基础.

二、凝 结 高 度

当湿空气未达饱和时，其状态变化基本上和干空气的变化一样，也就是说，当它绝热地上升或下沉时，其温度仍按干绝热减温率变化，在绝热图表上，即仍是沿干绝热线变化. 湿空气绝热上升达到饱和时的高度称为凝结高度，凝结高度所对应的温度和气压称为凝结温度和凝结气压. 在空气作热对流时，产生的积云的底部是平的，云底的高度就是凝结高度.

利用绝热图表，可以简便地确定凝结高度，其具体方法见下章.

三、饱和湿空气的热力学第一定律

当湿空气上升达到凝结高度后，再上升就要发生水汽的凝结. 水汽凝结成水滴时，放出凝结热或凝结潜热. 单位质量温度为 t 的气体，变成同温度的液体时，所放出的热量称为凝结热 L. 对水汽而言，

$$L = 597 - 0.57t \text{ 卡/克},$$

式中 t 是摄氏温度. 当湿空气达到饱和时，其比湿即为饱和比湿 q_s. 当它发生凝结时，单位质量湿空气中凝结的水汽为 Δq_s. 水汽凝结时所释放出的凝结潜热，将加给湿空气以热量. 给单位质量湿空气增加的这种热量为：

$$\Delta Q = -L\Delta q_s.$$

当水汽凝结时，比湿应减小，即 $\Delta q_s < 0$，因而 $\Delta Q > 0$ 即表示凝结时将放出热量，并加热空气. 如果湿空气达到饱和后继续上升，就出现上述情形. 当水滴蒸发时，比湿应增加，即 $\Delta q_s > 0$，因而 $\Delta Q < 0$，这将使空气降冷. 因此，由于水汽和水相变时的吸收或释放潜热的作用，使得饱和湿空气上升时的减温率和下沉时的增温率都比未饱和时的干绝热递减率小. 如果饱和湿空气中的水滴在上升时全都降落，那么当湿空气下沉时，将不发生水滴蒸发吸收热量的情况，这时湿空气下沉将按干绝热变化.

在湿空气中，当发生蒸发或凝结后，热力学第一定律可以写成：

$$c_p dT - ART\frac{dP}{P} = -Ldq_s. \tag{3·22}$$

上式即为饱和湿空气的热力学第一定律. 由于在这个方程中只包含湿空气的相变所产生的热量，而没有考虑其它的热量，所以上式又称为湿绝热方程.

四、假绝热过程和湿绝热过程

根据上面的讨论，如果在饱和湿空气中凝结的水滴和冰晶仍留在气体容积内和气体

一起运动，上升时为凝结过程，下沉时为蒸发过程，那么，湿空气的上升和下沉所引起的温度变化将是一样的．我们把这种过程称为湿绝热过程．这时方程(3·22)对于饱和湿空气的上升和下沉过程都是正确的．

如果湿空气中凝结物全部降落，我们称这种过程为假绝热过程．这时方程(3·22)只能应用于上升过程，对于下沉过程就不正确了．在下沉过程中将应用干绝热方程，即在式(3·22)中取 $dq_s = 0$.

根据实际大气中的观测，云中存在着大量的水滴．根据冬季浓积云水滴含量的观测，其中水滴含量为 2 克/米^3．当降水发生时，显然有大量凝结的水滴降落．因此，在实际大气中水汽凝结成水滴或冰晶后，通常是一部分悬浮在空气中，另一部分则在重力作用下造成降水．这种过程既不是湿绝热过程，又不是假绝热过程．不过，当我们用方程(3·22)来研究凝结对大气运动的影响和计算有关的降水量时，这时水汽的凝结过程多是大量发生的，大量的水滴将以降水的形式下降，悬浮在空气中的水滴是小量，因此，这种情况下假绝热过程更接近于大气中的真实过程．

五、湿绝热减温率

饱和湿空气上升时，方程(3·22)可写成

$$dT = \frac{ART}{c_p}\frac{dP}{P} - \frac{L}{c_p}dq_s. \tag{3·23}$$

上式说明，饱和湿空气上升时，温度随高度的变化是由两种作用引起的，一种是由气压变化引起的，例如，上升时气压减少 $dP < 0$，这使得温度降低；另一种作用是水汽凝结时释放潜热引起的．上升时水汽凝结，$dq_s < 0$，造成温度升高．因此，凝结的作用可抵消一部分由于气压降低而引起的温度降低．有水汽凝结时，空气上升所引起的降温将比没有水汽凝结时要缓慢．

当空气上升时，其压力的变化仍满足准静力条件，亦即空气上升时压力的变化和外界大气压力随高度的变化是一致的，即有

$$dP = d\bar{P},$$

而外界压力变化 $d\bar{P}$ 可根据静力学关系决定，即

$$d\bar{P} = -\bar{\rho}gdz,$$

代入(3·23)式，则有

$$dT = -\frac{Ag}{c_p}\frac{\bar{\rho}}{\rho}dz - \frac{L}{c_p}dq_s. \tag{3·24}$$

考虑到 $\frac{\bar{\rho}}{\rho} \approx 1$，则上式可写成

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{Ag}{c_p} - \frac{L}{c_p}\frac{dq_s}{dz}. \tag{3·25}$$

如果以 γ_m 表示湿绝热减温率，则

$$\gamma_m = -\frac{dT}{dz} = \frac{Ag}{c_p} + \frac{L}{c_p}\frac{dq_s}{dz}. \tag{3·26}$$

式中 $Ag/c_p = \gamma_d$ 为干绝热减温率，它近于 1℃/100 米，故

$$\gamma_m = \gamma_d + \frac{L}{c_p}\frac{dq_s}{dz}.$$

因上升时水汽凝结 $dq_s < 0$，因而 $\frac{dq_s}{dz} < 0$，则有

$$\gamma_m < \gamma_d.$$

dq_s/dz 表示水汽凝结量随高度的变化，它不是一常数，因为饱和比湿 q_s 是温度 T 和气压 P 的函数 [$q_s = 0.622\, e_s/P$，$e_s = e_s(T)$]，因而 dq_s/dz 也依赖于温度和气压．所以 γ_m 和 γ_d 不同，它不是常数．在不同的温度和气压下 γ_m 的数值见表 3·1．由表中数值可以看出，当高温时，γ_m 还不到 γ_d 的一半．在绝热图表上，湿绝热曲线即表示饱和空气湿绝热上升时，它的温度随高度变化的曲线．在高温的地方，湿绝热线和干绝热线的偏离较大，到了高层，水汽凝结量很小，它就近于和干绝热线平行．

表 3·1　不同温度、气压下的湿绝热减温率

t(℃) / P(毫巴)	−20	0	+20
1000	0.87	0.65	0.43
750	0.84	0.59	0.39
500	0.78	0.51	0.33

六、假相当位温 θ_{se}

在干绝热过程中，为了比较两团空气的热力性质，我们是把它们放到同样的压力下比较它们的温度，例如放到 1000 毫巴压力下，这时的温度就是空气的位温．位温在干绝热上升和下沉中是不变的．在湿空气的上升过程中，如果发生了水汽凝结降落，供给气块热量，那么当它再按干绝热下沉到 1000 毫巴时，它的位温 θ 比没有发生凝结前要大．因此，位温在假绝热过程中是增大的，亦即不再有保守性．其所以如此，是由于位温没考虑水汽含量的凝结降落造成对气块的加热．因此，在寻找表征气块热力性质的特征量时，不仅要使它包含气压的影响，而且也要包含水汽凝结降落所可能造成温度变化的效应．

我们现在可按这种要求引进一个新的特征温度．如图 3·3 所示，设有一气块，它的温、压、湿分别为 (P, T, q)．在绝热图表上温度、压力对应于 A 点，这时气块是未饱和的，让它沿干绝热线上升到达凝结高度 B 点，这时气块达饱和；当气块再继续上升时，就不断地有水汽凝结，这时它将沿湿绝热线上升降温．当气块内水汽全部凝结降落后，再让它沿干绝热线下沉到 1000 毫巴，此时，气块的温度称为气块的假相当位温，用 θ_{se} 表示．

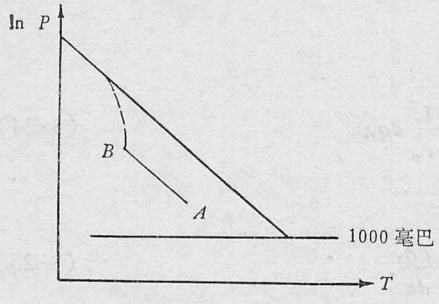


图 3·3　假相当位温 θ_{se} 的确定

从上面讨论可以看出，假相当位温相当于湿空气通过假绝热过程把它包含的水汽全部凝结降落完后所具有的位温．因此，在假相当位温中不仅包含气压对温度的影响，而且也考虑了水汽对温度的影响，它实际上是温度、压力、湿度都包括在一起的综合特征量．从它的定义和具体求法可以看出，θ_{se} 对于干绝热、假绝热和湿绝热过程都具有保守性．

第四节　大气热力学方程

实际大气中温度场随时间是不断变化的．当我们看到一张天气图，例如500毫巴等压面图时，我们不仅要了解当时温度场的特点，从预报观点来看，还要了解温度场随时间的变化．这一节将讨论温度场随时间变化的一般规律．

一、热流量方程

把热力学第一定律(3·14)式两边除以 dt 后，就可以得到反映温度随时间变化规律的热流量方程，即

$$\frac{dQ}{dt}=c_p\frac{dT}{dt}-\frac{ART}{P}\frac{dP}{dt}. \tag{3·27}$$

这里 $\frac{dT}{dt}$，$\frac{dP}{dt}$ 分别表示单位时间内空气质点的温度和气压的变化．$\frac{dQ}{dt}$ 表示单位质量空气在单位时间内的热流入量，用 ε 表示．即

$$\varepsilon=\frac{dQ}{dt}.$$

还可以把(3·27)式变化为更简单的形式．根据定义，空气的位温为

$$\theta=T\left(\frac{P_0}{P}\right)^{AR/c_p},$$

这里 $P_0=1000$ 毫巴．将上式取对数，则有：

$$\ln\theta=\ln T-\frac{AR}{c_p}(\ln P-\ln P_0),$$

再将上式对 t 取微商，得

$$\frac{1}{\theta}\frac{d\theta}{dt}=\frac{1}{T}\frac{dT}{dt}-\frac{AR}{c_pP}\frac{dP}{dt},$$

以 c_pT 乘上式，得：

$$\frac{c_pT}{\theta}\frac{d\theta}{dt}=c_p\frac{dT}{dt}-\frac{ART}{P}\frac{dP}{dt}, \tag{3·28}$$

将上式代入(3·27)式，则有

$$\frac{d\theta}{dt}=\frac{\theta}{c_pT}\varepsilon. \tag{3·29}$$

上式即为以位温形式表示的热流量方程．它说明空气质点位温的变化是由热流入量造成的．对于干绝热过程，空气质点不存在热流入量，即 $\varepsilon=0$，这时，根据式(3·29)可得

$$\frac{d\theta}{dt}=0. \tag{3·30}$$

即表示空气质点的位温 θ 为一常数，所以位温在干绝热过程中是守恒的．在假绝热过程中，由于有水汽凝结的热流入量存在，因而位温就不再守恒了．

二、个别变化、局地变化和平流变化

由方程(3·27)所讨论的温度变化 dT/dt 和由方程(3·29)所讨论的位温变化 $d\theta/dt$ 都

是对个别空气质点而言的．我们把单位时间内个别空气质点温度的变化 dT/dt 称作空气温度的个别变化．因为个别空气质点在大气中是不断运动的，在不同时刻有不同的位置，所以 dT/dt 不容易直接进行观测．气象站在不同时间所观测的，或者自记仪器所记录的变化都是某一固定地点的空气温度随时间的变化，某一固定地点空气温度随时间的变化称作空气温度的局地变化．而预报工作所要求的温度预报就是这种某一地点温度的局地变化．所以必须弄清温度的个别变化和局地变化的联系．温度的个别变化和局地变化有着不同的含义，但它们之间可通过一定的条件互相联结．现在就讨论它们之间的联系．

先举一个简单的例子．

例如当预报北京的温度时，我们发现在蒙古人民共和国地区，地面气温为 −20℃，500 毫巴冷中心的温度在 −40℃ 左右，高空为西北气流，当时北京的地面温度为 0℃．作温度预报时，要考虑两个方面的作用．一方面是根据空气的移动，预计 36 小时后，蒙古的冷空气将移到北京，由于冷空气的水平移动所造成的北京温度的变化，因此可以预测，根据这种作用，36 小时后，北京温度应下降 20℃．这种由于空气的移动所造成的某地温度的变化称为温度的平流变化．北京和蒙古之间的温差愈大，西北风愈强，由平流作用所造成的单位时间内的降温就愈大．

除了要考虑空气温度的平流变化外，另一方面还要考虑当冷空气由蒙古移到北京的过程中，空气本身温度的变化．这部分变化实质上就是温度的个别变化．例如根据(3·27)式可以看出，因蒙古地势较高，而北京海拔高度较低，因而当空气由蒙古移向北京时，将有下沉运动，即空气质点的 $\frac{dP}{dt}>0$，这种作用将使空气温度升高．另外，当冷空气南下时，南部地表面温度较高，下垫面将把热量传递给冷空气，这种作用也将使空气度温升高．例如可估计，空气温度的个别变化将使其温度升高 10℃．

这样，考虑了上述两方面因子的共同影响，可以预报北京温度在 36 小时后要降温 10℃．这时北京地区温度的局地变化是平流变化和个别变化之和．

上面的例子对温度的个别变化和局地变化之间的联系作了定性的说明．下面将对这种联系作定量的数学分析．

如图3·4所示，假定某空气质点在 t 时刻位于空间某点 $P(x,y,z)$ 上，其温度为 $T(x,y,z,t)$，速度分量为 u,v,w．经过 dt 时间后，该空气质点移至 Q 点，其坐标为 $Q(x+dx,y+dy,z+dz)$，此时空气质点的温度为 $T(x+dx,y+dy,z+dz,t+dt)$．空气质点温度的变化 $T(x+dx,y+dy,z+dz,t+dt)-T(x,y,z,t)$ 为温度的全微分 dT，故有：

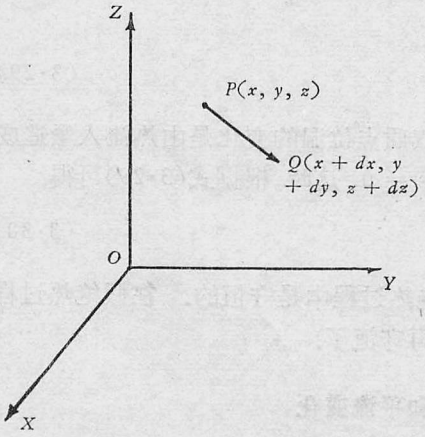


图 3·4　个别变化和局地变化

$$dT=\frac{\partial T}{\partial t}dt+\frac{\partial T}{\partial x}dx+\frac{\partial T}{\partial y}dy+\frac{\partial T}{\partial z}dz. \tag{3·31}$$

空气质点是由 P 点经 dt 时间移至 Q 点的，显然

$$dx=u\,dt,\quad dy=v\,dt,\quad dz=w\,dt. \tag{3·32}$$

将上式代入式(3·31)，并用 dt 去除(3·31)式两

边，则得单位时间内空气质点温度的变化为

$$\frac{dT}{dt}=\frac{\partial T}{\partial t}+u\frac{\partial T}{\partial x}+v\frac{\partial T}{\partial y}+w\frac{\partial T}{\partial z}. \tag{3·33}$$

上式即表示温度的个别变化和局地变化之间的联系.

把(3·33)式改变一下形式，可写成：

$$\frac{\partial T}{\partial t}=-\left(u\frac{\partial T}{\partial x}+v\frac{\partial T}{\partial y}+w\frac{\partial T}{\partial z}\right)+\frac{dT}{dt}. \tag{3·34}$$

这里右端第一项即表示温度的平流变化，其中 $-\left(u\frac{\partial T}{\partial x}+v\frac{\partial T}{\partial y}\right)$ 为温度的水平平流变化，它是由水平运动引起的，而 $-w\frac{\partial T}{\partial z}$ 为温度的垂直平流变化，它是由垂直运动引起的.

利用矢量关系

$$\boldsymbol{V}=u\boldsymbol{i}+v\boldsymbol{j}+w\boldsymbol{k},$$

和温度梯度

$$\nabla T=\frac{\partial T}{\partial x}\boldsymbol{i}+\frac{\partial T}{\partial y}\boldsymbol{j}+\frac{\partial T}{\partial z}\boldsymbol{k}.$$

上述两矢量的标量积为

$$\boldsymbol{V}\cdot\nabla T=u\frac{\partial T}{\partial x}+v\frac{\partial T}{\partial y}+w\frac{\partial T}{\partial z}.$$

这样，公式(3·34)可改写成

$$\frac{\partial T}{\partial t}=-\boldsymbol{V}\cdot\nabla T+\frac{dT}{dt}. \tag{3·35}$$

上式右端第一项表示温度的平流变化，公式(3·35)表明温度的局地变化等于温度的平流变化和个别变化之和. 如果令 $\boldsymbol{V}_2$ 表示水平风速，$\nabla_2 T$ 表示水平温度梯度，则(3·35)式可改写成：

$$\frac{\partial T}{\partial t}=-\boldsymbol{V}_2\cdot\nabla_2 T-w\frac{\partial T}{\partial z}+\frac{dT}{dt}. \tag{3·36}$$

这里 $-\boldsymbol{V}_2\cdot\nabla_2 T$ 即为温度的水平平流变化，它能直接从天气图上加以决定. 下面把水平平流变化简称为平流变化.

假定温度场和流场分布如图 3·5 所示. 温度梯度 $\nabla_2 T$ 的方向是和等温线垂直，由低温指向高温，其数值为 $\partial T/\partial n$. 温度平流可写成：

$$-\boldsymbol{V}_2\cdot\nabla_2 T=-|\boldsymbol{V}_2||\nabla_2 T|\cos\alpha. \tag{3·37}$$

式中 α 为流线和温度梯度间的夹角. 由图 3·5 可以看出，流场使冷空气流向暖空气，这时 $\cos\alpha>0$，根据(3·37)式有 $-\boldsymbol{V}_2\cdot\nabla_2 T<0$，表示温度的平流变化使空气温度局地降低. 这种空气由低温流向高温的情形，称为冷平流. 在图 3·6 中，流场使暖空气流向冷空气，这时 $\alpha>\frac{\pi}{2}$，$\cos\alpha<0$，根据(3·37)式有 $-\boldsymbol{V}_2\cdot\nabla_2 T>0$，表示平流变化使温度局地升高. 这种空气由高温流向低温的情形，称为暖平流. 当等温线和流线方向一致时，温度梯度和流线的交角为

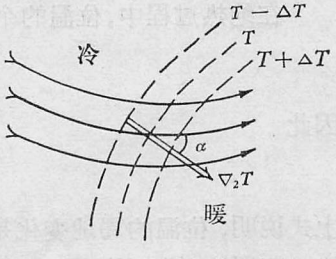


图 3·5 温度的平流变化（冷平流）

$\pi/2$，故 $-\boldsymbol{V}_2 \cdot \nabla_2 T = 0$，这时不存在温度平流.

温度平流的大小，也可以直接在天气图上进行计算. 如图 3·7 中，假定风向和温度梯

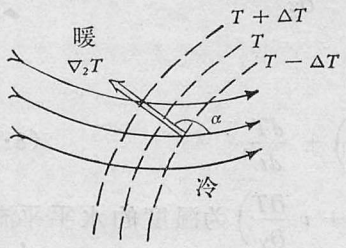


图 3·6　温度的平流变化(暖平流)

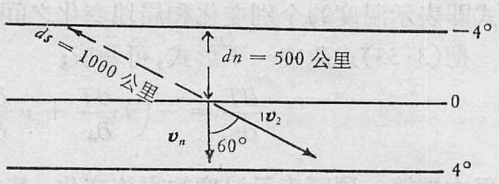


图 3·7　温度平流的计算

度的交角为 60°，风速大小为 30 公里/小时. 在计算 $-\boldsymbol{V}_2 \cdot \nabla_2 T$ 时，可以把风速投影到温度梯度的方向，则有

$$-\boldsymbol{V}_2 \cdot \nabla_2 T = -v_n \frac{\partial T}{\partial n}.$$

这里 $v_n = V\cos 60° = 30 \times \frac{1}{2} = 15$ 公里/小时. 因此

$$-V_n \frac{\partial T}{\partial n} = 15 \times \frac{4}{500} = -0.12℃/小时.$$

计算温度平流 $-\boldsymbol{V}_2 \cdot \nabla_2 T$ 时，也可以把温度梯度投影到风速矢量的方向上，则

$$-\boldsymbol{V}_2 \cdot \nabla_2 T = -V \frac{\partial T}{\partial s}.$$

式中 s 的方向为沿着风速矢量的方向.

$$-V \frac{\partial T}{\partial s} = -30 \times \frac{4}{1000} = -0.12℃/小时.$$

上述两种方法计算的结果是一样的.

在高空等压面图上，根据地转风原则，等高线和流线是一致的，等高线和等温线相交，即出现温度平流. 等高线和等温线愈密集，其交角愈近于垂直，温度平流变化就愈大. 当等高线和等温线平行时，温度平流为零.

根据高空等压面图上等高线和等温线的分布，可以很好地考察冷平流和暖平流. 在高层大气中，强烈的温度变化，多数都是由平流变化引起的，强的冷空气爆发都和冷平流相联系. 冷暖平流不仅影响温度的变化，而且对气压形势的变化也有很大的影响.

在绝热过程中，位温的个别变化为零，即

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial \theta}{\partial t} + \boldsymbol{V} \cdot \nabla \theta = 0.$$

因此

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\boldsymbol{V} \cdot \nabla \theta. \qquad (3·38)$$

上式说明，位温的局地变化是由位温的平流变化引起的. 对于空气运动时个别变化为零的一切属性，都有形如(3·38)那样的关系.

三、以气压为垂直坐标的温度变化方程

在天气分析中，常用气压代替高度，例如，为了了解高空形势的特点，常分析高空等

压面图. 因此，在建立方程时，垂直坐标常不采用高度 z，而采用气压 p. 采用气压为垂直坐标时，气压垂直向上是减小的. 气压和高度可以按照静力学公式互相换算. 根据式(3·27)，空气质点温度个别变化为：

$$\frac{dT}{dt}=\frac{1}{c_p}\varepsilon+\frac{ART}{c_pP}\frac{dP}{dt}. \tag{3·39}$$

在 X, Y, P, T 坐标中，有

$$\frac{dT}{dt}=\frac{\partial T}{\partial t}+u\frac{\partial T}{\partial x}+v\frac{\partial T}{\partial y}+\omega\frac{\partial T}{\partial p}. \tag{3·40}$$

式中 $\omega=\frac{dP}{dt}$ 表示垂直运动，上升时，气压减小，$\omega<0$；下沉时，气压增大，$\omega>0$. ω 的单位为毫巴/秒. 公式(3·40)和 X, Y, Z, T 坐标中的关系在形式上是相似的. 但要注意，在 X, Y, Z, T 坐标中，气压是自变量，而高度 z 或位势高度 ϕ 是因变量.

利用(3·40)式，方程(3·39)可以写成：

$$\frac{\partial T}{\partial t}+\boldsymbol{V}_2\cdot\nabla_2T+\omega\frac{\partial T}{\partial p}=\frac{\varepsilon}{c_p}+\frac{ART}{c_pP}\omega, \tag{3·41}$$

或

$$\frac{\partial T}{\partial t}+\boldsymbol{V}_2\cdot\nabla_2T+\left(\frac{\partial T}{\partial p}-\frac{ART}{c_pP}\right)\omega=\frac{\varepsilon}{c_p}. \tag{3·42}$$

由于 $\gamma_d=\frac{Ag}{c_p}$，则有

$$\frac{ART}{c_pP}=\frac{\gamma_dR}{g}\frac{T}{P}.$$

又根据静力学公式 $\frac{\partial z}{\partial p}=-\frac{RT}{P}\frac{1}{g}$，则

$$\frac{\partial T}{\partial p}=\frac{\partial T}{\partial z}\frac{\partial z}{\partial p}=\frac{RT}{Pg}\left(-\frac{\partial T}{\partial z}\right)=\frac{RT}{Pg}\gamma,$$

则有

$$\frac{\partial T}{\partial p}-\frac{\gamma_dRT}{Pg}=\frac{RT}{Pg}(\gamma-\gamma_d)=-\frac{RT}{Pg}(\gamma_d-\gamma).$$

因此，(3·42)式可改写成：

$$\frac{\partial T}{\partial t}+\boldsymbol{V}_2\cdot\nabla_2T-\frac{(\gamma_d-\gamma)RT}{Pg}\omega=\frac{\varepsilon}{c_p}. \tag{3·43}$$

式(3·43)是天气预报中常用的热流量方程的形式.

把式(3·43)写成：

$$\frac{\partial T}{\partial t}=-\boldsymbol{V}_2\cdot\nabla_2T+\frac{(\gamma_d-\gamma)RT}{Pg}\omega+\frac{\varepsilon}{c_p}. \tag{3·44}$$

上式表明，温度的局地变化决定于三方面的因子. 方程(3·44)右端第一项代表温度的平流变化，冷平流使温度降低，暖平流使温度升高，这在前面已经讨论过. 右端第二项代表垂直运动所引起的温度变化. 在一般情况下，$\gamma_d>\gamma$，因而 $\frac{(\gamma_d-\gamma)RT}{Pg}>0$，当出现上升运动时，$\omega<0$，这时温度降低，当出现下沉运动时，温度升高. 右端第三项代表热流入量的影响，大气中造成热流入量的过程有辐射、湍流交换、水汽相变等. 该项的作用

为：热量收入使温度升高，热量支出使温度降低.

根据式(3·44)可以讨论等压面图上温度的变化. 对于短期变化，在高层大气中热流入量比起其它两种作用常常小很多. 拿高空中的辐射冷却作用来说，它在 24 小时内，造成气温的降低一般很少超过 1—2℃. 在讨论短期温度变化时，可以把它忽略不计.在一般情况下，平流作用的效应则比较显著，垂直运动的作用要小一些. 事实上，在高层大气中，强烈的温度变化，大多数是由平流作用引起的. 但在某些情况下，垂直运动的作用可能比平流作用还要大，因此，在天气图上估计未来的温度变化时，不仅要考虑平流的作用，而且要考虑垂直运动的影响.

第四章　大气层结的稳定度

大气中出现的天气现象相当复杂．同是云，在一定条件下出现的是层状云，而另一些条件下则出现积状云．同是降水现象，在有些情况下产生的是连续性降水，而另一些情况下，产生的则是阵性降水；有的情况下雨量小，有时则产生暴雨，甚至产生严重的雷暴、冰雹等灾害性天气．同一种天气现象，在特点和性质上会有这么大的差别，是由于引起其发生、发展的内在矛盾存在着差异，正如毛主席教导我们："**事物发展的根本原因，不是在事物的外部而是在事物的内部，在于事物内部的矛盾性．**"

云、降水、雷暴等都是与大气中水汽的凝结过程相伴随的天气现象．层状云与积状云，连续性降水与阵性降水，从它们形成的物理因子来说，有其共性，即它们都需要有水汽和上升运动条件；但又有其差异性，这主要是上升运动条件的差异．这种上升运动条件的差异又直接决定于大气本身的层结状态，即稳定度．层状云与连续性降水是在稳定的大气层结下出现的天气现象；而积状云、阵性降水、雷暴及冰雹等是在不稳定的大气层结下出现的天气现象．由于大气层结稳定度的不同，所产生的天气现象的持续时间强度也不同．为了掌握云、降水、雷暴、冰雹等天气现象的预报方法，我们必须对大气层结稳定度问题有较深入的了解，学会分析层结稳定度的方法．

第一节　稳定度的概念及其判别方法

"稳定度"这个概念在各门学科中都常引用，但是它们的含义是不相同的．即使在气象学中，"稳定度"这概念也被用来讨论不同的问题，例如在大气波动问题中，就曾利用这个概念讨论长波和短波的发展问题，这类稳定度也称为动力稳定度．这里要介绍的是大气层结的稳定度．所谓层结是指大气中温度、湿度等要素的垂直分布．所谓层结稳定度主要是讨论与大气的温湿垂直分布状态相联系的垂直运动的发展问题，也可以称之为静力稳定度．

一、稳定度的概念

由物理学知道，任何物体的静力平衡都有三种不同的状态，即稳定平衡、不稳定平衡和中性平衡．静止大气中，某一气块当受到垂直方向的扰动(外力作用)后，大气的层结使其具有返回原来平衡位置的趋势，则称这种大气层结是稳定的；反之，如果气块受扰动后，大气层结使其具有进一步远离平衡位置的趋势，则称这种大气层结是不稳定的；若气块受扰动后，层结既不使其远离，也不使其返回原来平衡位置，则称这种大气层结是中性的．因此，所谓层结稳定度，就是指气块受到垂直方向的扰动后，层结使它具有返回或远离其平衡位置的趋势和程度．

为了便于在实际工作中判断稳定度，需寻找一个能表征稳定度的物理量，而"加速度"就是一个这样的物理量．引用"加速度 a"后，可以对大气某气层层结稳定度下另一种形

式的定义.

(1) 若该气层中某气块受扰动(Δz)后，层结使它具有与扰动同方向(即与 Δz 同符号)的加速度(a)，因而使扰动进一步加速发展，则称这种层结是不稳定的.

(2) 若气块受扰动后，层结使它具有与扰动方向相反(即与 Δz 反号)的加速度(a)，因而使扰动减速，抑制扰动的发展，则称这种层结是稳定的.

(3) 若气块受扰动后，层结使它的加速度为零，因而作方向不定的等速运动，则称这种层结是中性的.

二、稳定度的判别方法

要判断大气层结的稳定度，可以让气块受一垂直方向的扰动，然后对其进一步的运动状况，即加速和减速运动进行分析，从而找出稳定或不稳定状态与大气本身的层结特性间的关系.

为简单起见，假定气块受扰动时并不影响周围环境的气压分布，也就是说周围大气仍满足静力平衡关系，并且气块与周围不发生热量交换，亦即气块的运动是按绝热过程进行的. 假定受扰动之前，气块和周围环境的状态都为 P_0, T_0, ρ_0, 受扰动之后，气块的状态变为 P', T', ρ', 而气块所达到的新环境空气的状态为 P, T, ρ, 如图 4·1.

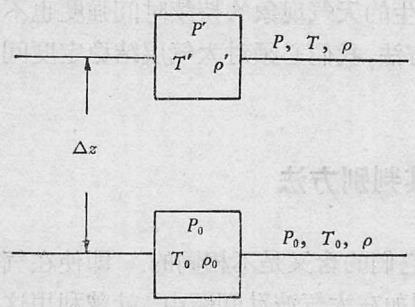


图 4·1　气块扰动前后的状态

可以把气块的运动看成是由无数时刻的静态平衡所组成的，也就是说在每个瞬时，气块的气压都和环境气压相等，即每时刻都有 $P'=P$.

周围环境空气状态的变化是由静力学公式决定的，即有:

$$-\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial z}=g,$$

而气块的状态变化是按绝热过程进行的. 这两种状态变化一般是不相同的，也就是说，尽管受扰动后，气块的气压始终保持和环境相同，但是它的温度和密度与环境空气一般是不相同的. 因而，扰动后气块所受的气压梯度力和重力不再能保持静力平衡，它们之间有个差值，这种垂直方向上力的差值是与空气的层结状态密切相关，它使得扰动的气块获得垂直方向的加速度，从而影响气块的进一步运动状况. 这种垂直方向上力的差值称为层结内力.而单位质量气块所受的层结内力就表示气块的垂直加速度，即有

(见图 4·2)

$$a=-\frac{1}{\rho'}\frac{\partial P}{\partial z}-g,$$

由于 $\dfrac{\partial P}{\partial z}=-\rho g$, 代入上式得

$$a=g\frac{(\rho-\rho')}{\rho'}. \qquad (4\cdot1)$$

由于密度 ρ 不易测量，通常利用状态方程用别的状态参数来表示它，把 $\rho=\dfrac{P}{RT}$, $\rho'=\dfrac{P}{RT'}$ 代入(4·1)式得:

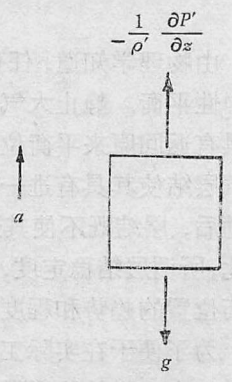


图 4·2　气块的垂直位移

$$a = g\frac{(T' - T)}{T}. \tag{4·2}$$

式中 T' 代表气块或空气质点的温度，T 代表环境温度．(4·2) 式就是判别稳定度的基本公式，它说明气块经扰动后所受的层结内力（或所具有的垂直加速度）决定于气块与环境的温差．假定气块受的是向上的扰动（$\Delta z > 0$），如果受扰动后气块温度高于环境（$T' - T > 0$），则它将受到向上的层结内力，具有与扰动方向相同的加速度（$a > 0$），因而层结是不稳定的．反之，若气块经扰动后，其温度低于环境（$T' - T < 0$），则它将受到向下的层结内力，具有与扰动方向相反的加速度（$a < 0$），这将使扰动减速，因而属于稳定的层结．

三、绝 热 图 表

由上述可知，为了判别稳定度，只要比较受扰动后气块温度与环境温度的相对大小．环境温度属层结状态 $T(z)$，它可以由高空探测得到．而气块受扰动后在各高度上的温度 $T'(z)$，则需经计算才能得到．由于要经常考察一些地区各层的稳定度，如果按干绝热或湿绝热公式来计算气块温度 $T'(z)$ 再和当地各层的环境温度层结 $T(z)$ 作比较，计算量是相当大的，且不易赶上预报时间．为了减少工序，节省时间，曾设计了各种绝热图解．这些不同的绝热图解的基本特性是一样的．可以互相代换使用．利用绝热图解不仅可以方便地查出气块垂直位移后的温度，而且还可查出各种代表大气温湿特征的特征温度．

根据式(3·17)，位温定义为

$$\theta = T\left(\frac{1000}{P}\right)^{AR/c_p}.$$

在设计绝热图解时，如取 T 为横坐标，θ 为纵坐标，那么在这种图解上，等温线是纵直线，等位温线是横直线，等压线是斜直线．任何一个探空记录 (P, T)，在这种图解上就对应一个点．经过这个点必然有一条横的等 θ 线，这条等 θ 线就是这个具有 (P, T) 特性的气块在位移中按干绝热过程所要走的路径．把某一测站的一次探空记录填到这种图解上就可得到一条探空曲线，即 $T(p)$，它代表当地当时的环境温度层结状态．由这曲线上任何一点 (T_1, P_1)，按干绝热过程变化即横移到任何一个气压 P_2 后的温度 T_2' 是很容易查出的．这样就节省了按干绝热公式进行计算的手续．这样设计的图解可以叫做 (T, θ) 图解，或温度位温图解．由于位温和热力学函数熵 φ 有一个关系，即

$$\varphi = c_p \ln\theta + 常数.$$

而熵是热力学中普遍应用的概念，因此，通常纵坐标不取 θ 的线性尺度，而取 θ 的对数尺度，并把这种图解叫做温熵图解，如图 4·3．在温熵图解上，等压线是一组对数曲线，但在天气分析的温度和位温范围内，它是一组近似直线．

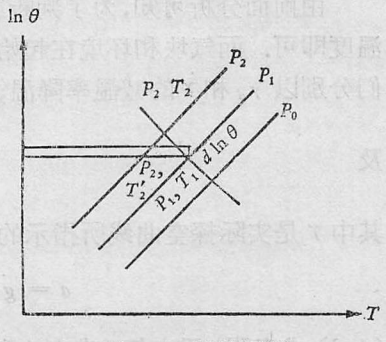


图 4·3　温熵图解

同理，根据位温公式如取 T，P^{AR/c_p} 为坐标，则在这种图解上，等温线还是纵直线，等压线是横直线，而等位温线则是斜直线．探空曲线同样可以填在这种图

解上. 任何气块在绝热过程的条件下位移时，其路径是通过这种图解上该气块的特性点沿斜的等 θ 线移动. 所以这种图解与温熵图解有类似的作用. 设计这种图解时，一般纵坐标取气压的对数尺度即 $\ln P$，所以这种图解称为温度对数压力图解，如图 4·4. 在这种图解上，等位温线也是一组对数曲线，在天气分析的温度气压范围内它们也是近似的直线.

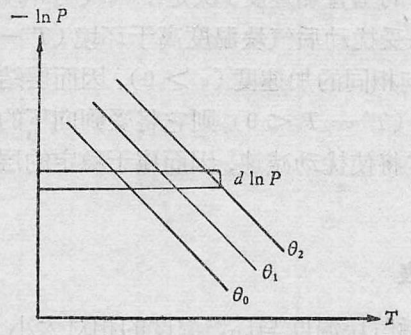


图 4·4　温度对数压力图解

设计绝热图解时有一个原则，就是使图解中的面积代表功，即等于功或与功成常数比. 根据前面的讨论，稳定度是联系到气块垂直位移后，沿着位移的正方向或反方向有加速度的问题. 有加速度就有力的作用，在力的作用下位移就有做功或被做功的问题. 设计绝热图解时，使图解上面积代表功，这样，图解不仅能帮助判断层结是否稳定，还可以判断稳定度的大小. 在温度对数压力图解上之所以取气压的对数而不直接取气压本身（温熵图解上取位温的对数而不直接取位温本身），就是为了使图解上的面积能代表功. 热力学图解上面积代表功的叫做绝热图解. 也有面积不代表功的图解，这种图解被称作伪绝热图解.

绝热图解上的等饱和比湿线是根据饱和比湿的定义 $q_s = 0.622\dfrac{e_s}{P}$ 绘制出来的. 这里 e_s 是饱和水汽压，它完全由温度决定，因此绝热图解上的等温线实质上就是等饱和水汽压线. 等饱和比湿线在大气的温度范围内是一组近似直线.

绝热图解上的湿绝热线是根据湿绝热方程计算出来的，或在已绘有等 q_s 线的绝热图解上，一小段一小段地绘出来的. 它是一组各段曲率不同的曲线. 在湿绝热过程中，气块沿着其过饱和后的特性点的湿绝热线位移.

因而，在绝热图解上共有五组线，即等压线、等温线、等饱和比湿线、等位温线即干绝热线和湿绝热线.

四、稳定度的判据

1. 干空气及未饱和湿空气的稳定度判据

由于未饱和湿空气的绝热减温率与干绝热减温率 γ_d 相差很小，可以把它当作干空气处理，并与干空气具有相同的稳定度判据.

由前面分析可知，为了判断层结稳定度，只要分别求出在扰动后位置上气块和环境的温度即可. 而气块和环境在起始位置上的温度都为 T_0，在受扰动位移了 Δz 的过程中，它们分别以 γ_d 和 γ 的减温率降温，因此，在扰动后的位置上，它们的温度分别为

$$T' = T_0 - \gamma_d \Delta z,$$

及

$$T = T_0 - \gamma \Delta z.$$

其中 γ 是实际探空曲线所指示的环境减温率. 把它们代入(4·2)式得

$$a = g\frac{T' - T}{T} = g\frac{(\gamma - \gamma_d)}{T}\Delta z. \qquad (4\cdot3)$$

(4·3) 式表明，干空气（或未饱和湿空气）的稳定度决定于环境减温率与干绝热减温率之

差. 于是,得到稳定度的判据为:

当 $\gamma < \gamma_d$ 时,加速度 a 与扰动位移 Δz 反号,则层结是稳定的.

当 $\gamma > \gamma_d$ 时, a 与 Δz 同号,则层结是不稳定的.

当 $\gamma = \gamma_d$ 时, $a = 0$, 层结是中性的.

为了实际地判断稳定度,只要在温度对数压力图解上点出探空曲线(即层结曲线,其斜率就表示环境减温率 γ),比较层结曲线与干绝热线(其斜率为 γ_d)的倾斜程度即可,如图 4·5. 如果从 γ 线和 γ_d 线的交点向上方看,则在稳定层结下,表现为层结曲线偏于干绝热线的右方,如图中曲线①. 在不稳定层结下,表现为层结曲线偏于干绝热线的左方,如曲线②. 而在中性层结下,表现为层结曲线与干绝热线重合. 如曲线③.

由于位温 θ 在干绝热过程中具有保守性,它可以用来比较不同高度上气块的冷暖状况,以判断稳定度.

由于干绝热线就是等位温线,因此,由图 4·6 可看到,当 $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ 时(如图中曲线①),

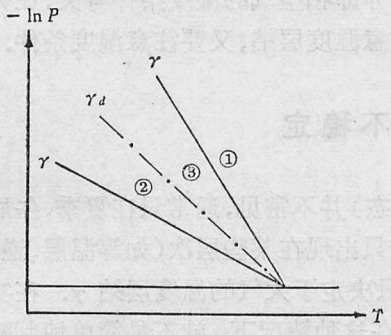


图 4·5 层结曲线和稳定度

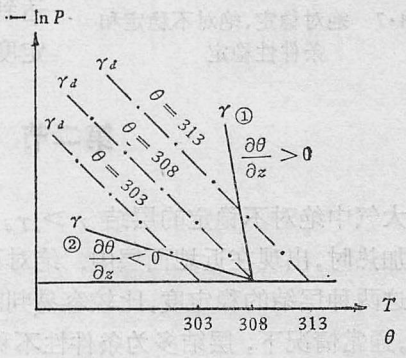


图 4·6 位温垂直分布和稳定度

必然 $\gamma < \gamma_d$, 因而层结是稳定的;而当 $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$ 时(如图中曲线②),必然 $\gamma > \gamma_d$, 因而层结是不稳定的. 这种关系从物理上是容易理解的. 由于空气在干绝热运动过程中,位温 θ 不变. 因此,当 $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$ 时,若有气块受扰动发生向上的位移,则上升气块所具有的位温将比周围大,这时和同一等压面上的周围温度相比,气块的温度也要比周围高,根据(4·2)式,它将进一步上升,因而层结是不稳定的. 当 $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ 时,情况相反,因而是稳定的.

2. 饱和湿空气的稳定度判据

对于饱和湿空气,当它垂直位移时,其温度是按湿绝热减温率 γ_m 变化的,由于升降过程中有水汽的凝结或蒸发现象发生,要放出或吸收热量,因而其减温率 γ_m 比 γ_d 小. 对饱和湿空气的稳定度判别公式,只要将(4·3)式中的 γ_d 用 γ_m 代替即可,则有

$$a = g \frac{(\gamma - \gamma_m)}{T} \Delta z. \tag{4·4}$$

其稳定度判据也和干空气类似,只要把相应的 γ_d 用 γ_m 代替即可,即

当 $\gamma < \gamma_m$, 或由交点往上方看,层结曲线位于湿绝热线的右方,层结为稳定的.

当 $\gamma > \gamma_m$，或由交点往上方看，层结曲线位于湿绝热线的左方，层结为不稳定的.

当 $\gamma = \gamma_m$，或层结曲线与湿绝热线重合，则层结为中性的.

根据以上分析，可以把稳定度分成三种情况：

(1) 若 $\gamma < \gamma_m$，则由于 $\gamma_m < \gamma_d$，必然有 $\gamma < \gamma_d$，这种大气不论其水汽是否达到饱和，层结都是稳定的，称为绝对稳定状态，如图 4·7 中曲线①.

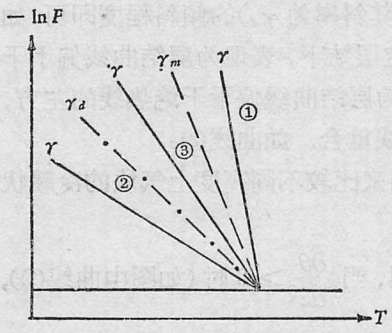


图 4·7　绝对稳定、绝对不稳定和条件性稳定

(2) 若 $\gamma > \gamma_d$，则必然 $\gamma > \gamma_m$，这种大气不论其水汽饱和与否，层结都是不稳定的，称为绝对不稳定状态，如图 4·7 中曲线②.

(3) 若 $\gamma_m < \gamma < \gamma_d$，这种大气对未饱和湿空气层结是稳定的，而对饱和湿空气层结是不稳定的，称为条件性不稳定状态，如图 4·7 中曲线③.

由上面的讨论看到，大气层结的稳定度，一方面与大气的温度层结有关，另一方面，又和空气中水汽是否达到饱和有关，亦即和空气的湿度条件有关，在分析稳定度时，既要注意温度层结，又要注意湿度条件.

第二节　条件性不稳定

大气中绝对不稳定的层结 $\gamma > \gamma_d$（超绝热状态）并不常见，通常只在夏季，午后地面强烈加热时，出现在近地面层中. 绝对稳定的层结只出现在某些层次（如等温层、逆温层）中. 这两种层结的稳定度，比较容易判断，因为它只决定于大气的温度层结 γ. 在实际大气中，通常情况下，层结多为条件性不稳定状态. 在这种情况下，就不易简单地判断未来对流天气的发展；这时，不但要分析温度层结，还要分析湿度条件，因此，有必要对条件性不稳定的分析作专门的讨论.

一、绝热图表的应用

这里首先介绍常用的温度对数压力图解上的一些线和“高度”的意义.

1. 层结曲线

层结曲线即实际的探空曲线. 广义地说，它表示温度和露点随高度的变化. 为了便于区别起见，通常“层结曲线”就指温度随高度变化的曲线，而用“露点曲线”来表示露点随高度的变化. 有时也称层结曲线为环境曲线，它在各层的斜率即代表各层的实际减温率 γ. 在 $T - \ln P$ 图（如图 4·8）上，层结曲线如 $ACED$ 曲线所示.

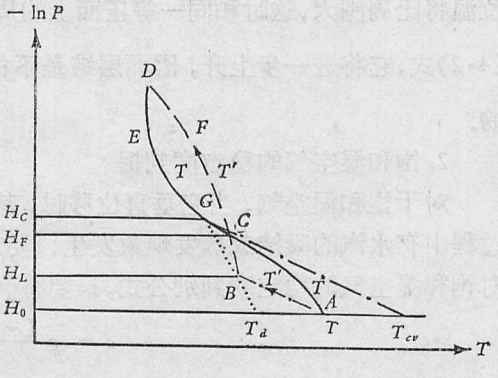


图 4·8　温度对数压力图表的应用
（实线为层结曲线；虚线为湿绝热线；点断线为干绝热线；点线为等饱和比湿线）

2. 状态曲线

指气块上升过程中其温度的变化曲线. 由于气块在水汽未饱和前按干绝热减

温率降温，在饱和后按湿绝热减温率降温，因此，状态曲线是由饱和点以下的干绝热线和饱和点以上的湿绝热线组成的，如图 4·8 中 $ABCFD$ 曲线.

3. 抬升凝结高度 (H_L)

指气块上升至其水汽达到饱和时的高度，也就是通过起始高度 (H_0) 的温度的干绝热线与通过起始高度的露点的等饱和比湿线的交点(图 4·8 中 B 点)的高度. 超过这个高度就有水汽凝结现象发生. H_L的高低反映了云底的高低，也反映凝结层厚度的大小. H_L愈低，凝结层厚度愈大.

4. 自由对流高度 (H_F)

指状态曲线与层结曲线的交点高度，在这个交点以上，状态曲线位于层结曲线的右侧，即图 4·8 中 C 点的高度. 由图可知，气块受扰动后若达不到 C 点高度，则其温度总小于环境温度，层结内力将阻止扰动的发展，使对流不能发展起来. 但若外加扰动能使气块超过 C 点高度，则由于在这个高度以上气块的温度大于环境温度，因而即使不再有外加扰动，这时在层结内力的作用下，气块仍能继续加速上升，使对流能自由地得到发展，所以这个高度称为自由对流高度. 它的高低决定了对流发展所需外加扰动(或抬升力)的强弱.

5. 对流凝结高度 (H_C)

指因下垫面加热使下层大气的减温率达到干绝热减温率，即 $\gamma = \gamma_d$，而开始发生热对流时，地面气块上升到其所含水汽达到饱和时的高度. 它的高低反映了局地热力性对流云云底的高度. 在 $T - \ln P$ 图(如图 4·8)上，H_C 即通过地面露点的等饱和比湿线与层结曲线的交点 G 的高度. 地面所应加热到刚能开始产生热对流 ($\gamma = \gamma_d$) 时的温度称为对流温度，以 T_{cv} 表示，它即由 G 点沿干绝热线下降到地面时所对应的温度. $T_{cv} - T$ 的大小决定着局地热对流 (如热雷雨) 发生的难易. 若地面加热使气温能超过 T_{cv}，则就有发生热对流的可能，否则，将不会产生热对流.

二、正负面积和不稳定能量

在条件性不稳定层结下，如何判断对流运动发展的难易呢？由上面分析已看到，这和自由对流高度 H_F 有关. H_F 愈高，对流发展愈困难，H_F 愈低，对流发展愈容易. 但是这种层结下，对流发展的难易，还和状态曲线偏离层结曲线的程度，亦即和状态曲线与层结曲线所包围的面积的状况有关.

用相距为无限小的纵坐标距离 ($-d\ln P$) 把面积分成许多宽为 ($-d\ln P$)，长为 ($T'-T$) 的小面积，如图 4·9. 每一小面积大小 dA 为

$$dA = -(T' - T)d\ln P. \qquad (4\cdot5)$$

另一方面，由前面知道，单位质量气块受扰动后，所受的层结内力为

$$a = g\frac{(T' - T)}{T}.$$

因此，气块受扰动垂直位移了 dz，层结内力对气块所做的功 dW 为

$$dW = a \cdot dz = g\frac{(T' - T)}{T}dz.$$

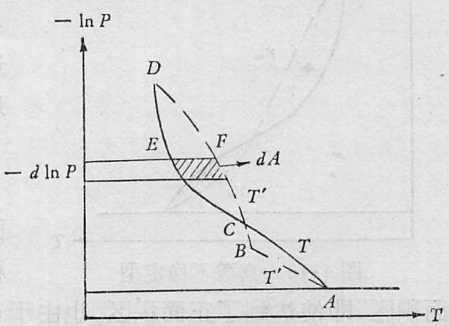


图 4·9　潜在不稳定能量

利用静力学关系 $-\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial z}=g$ 和状态方程 $P=\rho RT$ 有

$$\frac{g}{T}dz=-R\frac{dP}{P}=-Rd\ln P.$$

于是

$$dW=-R(T'-T)d\ln P. \tag{4·6}$$

其中 R 是干空气的气体常数.(4·5)(4·6)两式的形式完全相同,只相差一个常数因子. 因此,状态曲线与层结曲线所包围的面积,并不是一般的几何面积,它实质上表示了气块作垂直位移时层结内力对它所做的功(相差固定的常数),也就是表示了层结所具有的潜在不稳定能量的大小. 由于气压向上减小,即 $-d\ln P>0$,则由(4·5)(4·6)两式可知,对于自由对流高度 H_F 以下的大气,由于 $(T'-T)<0$,则 $dA<0$, $dW<0$. 也就是说,当状态曲线偏于层结曲线的左方时,它们所包围的面积为负,称为负面积(以 A_- 表示). 它表示在这个区域,层结内力与扰动方向相反,对气块做负功,也就是说气块要克服层结内力而做功,因而消耗本身的功能而做减速运动,使扰动发展受阻碍. 负面积的大小表示要使对流得到发展,层结所缺乏的(需由外界提供)不稳定能量的大小,或所需外加抬升力的强弱.

同理,对于自由对流高度 H_F 以上的大气,由于 $(T'-T)>0$,则 $dA>0$, $dW>0$,也就是说当状态曲线偏于层结曲线的右方时,它们所包围的面积,称为正面积(以 A_+ 表示). 它表示在这个区域,层结内力与扰动方向相同,对气块做正功,使气块的动能增加,作加速运动,而促使扰动得到发展. 正面积的大小表示层结所具有的可供对流发展的潜在不稳定能量的大小.

总之,正面积愈大,负面积愈小,潜在的不稳定性就愈强;反之,正面积愈小,负面积愈大,潜在的不稳定性愈弱.

三、条件性不稳定大气的三种类型

条件性不稳定层结的大气中,对流运动发展的难易与正负面积的相对大小有关,据此,可以把这种大气的稳定度分成三种类型:

1. 真潜不稳定型

指 $A_+>A_-$,即正面积很大,负面积很小的大气,如图 4·10 所示. 这种大气中,气块一经扰动(受向上的冲击力)即很容易超过自由对流高度而达到正面积区,之后,由于正面积很大,有充分的不稳定能量可释放出来,促使对流发展. 因此,这种类型大气虽属条件性不稳定,但容易使潜在的不稳定表现出来,故称为真潜不稳定型. 这种大气只要有相当的扰动,很容易发展积雨云,并形成雷暴.

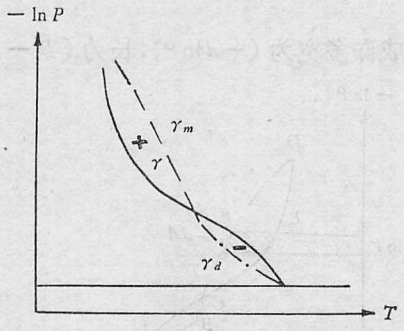


图 4·10 真潜不稳定型

2. 假潜不稳定型

指 $A_+<A_-$,即正面积很小,负面积很大,或正面积之上还有负面积区的情形. 如图 4·11 所示. 这种大气中,若气块受的冲击力不够大,就不易达到正面积区,即使达到了正面积区,也由于正面积很小,没有足够的不稳定能量释放,供对流发展;或由于上面还有负面积区阻止其发展. 总之,这种大气的潜在不稳定不容易充分表现

出来，故称为假潜不稳定型。

3. 稳定型

指 $A_+ = 0$，即地面以上，状态曲线全部位于层结曲线的左方，两者不相交，因而只有负面积，没有正面积的情形，如图 4·12 所示。这种大气中即使有较强的扰动，对流还是不能发展，显示稳定状态。

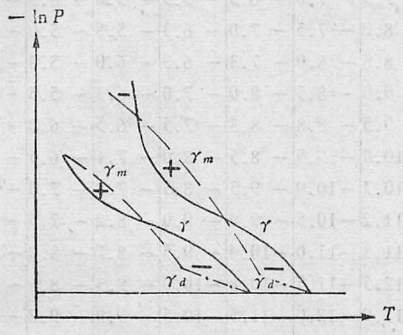


图 4·11　假潜不稳定型

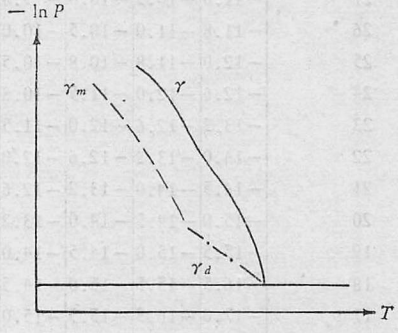


图 4·12　稳定型

四、稳 定 度 指 标

在作暴雨、雷雨和冰雹的预报时，稳定度是必须考虑的一个重要因子。为了分析层结的稳定度，除了由天气形势和由探空曲线作定性的分析之外，常需要选择能代表稳定度状态及程度的定量指标，供作客观统计分析预报之用。这里介绍一些常用的稳定度指标。

(1) 沙氏指标 (S)　即 500 毫巴环境温度与由 850 毫巴上升到 500 毫巴时气块的温度之差：

$$S = (T - T')_{500}, \tag{4·7}$$

其求法如图 4·13。S 负值愈大，表示层结愈不稳定。在实际工作中，可事先根据各种 850 毫巴的温度和露点值查出气块由 850 毫巴上升到 500 毫巴时应有的温度值，列成表，便于查算 S。如表 4·1。

(2) 简化的沙氏指标 ($S_{简化}$)　即不考虑凝结，500 毫巴环境温度与由 850 毫巴沿干绝热线上升到 500 毫巴时气块的温度之差：

$$S_{简化} = (T - T'_{干})_{500}.$$

其求法如图 4·14。这个指标虽然忽略了凝结情况，但经使用表明，对冰雹预报非常有用。该指标也能作成表查算。

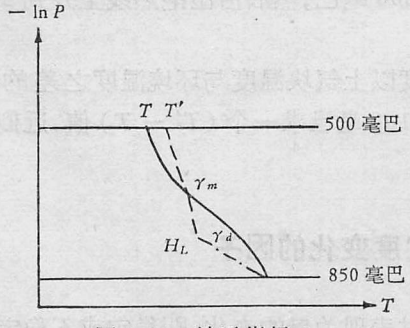


图 4·13　沙氏指标 S

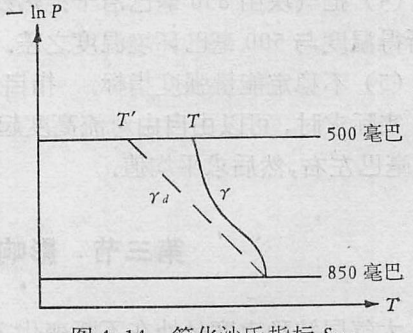


图 4·14　简化沙氏指标 $S_{简化}$

表 4·1　　质　点　温

T_{850} \ T_{d850}	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
30	− 9.8	− 9.0	− 8.5	− 8.0	− 7.5	− 7.0	− 6.5	− 5.8	− 5.0	− 4.3	− 3.8	− 3.2	− 2.3
29	−10.0	− 9.8	− 9.0	− 8.5	− 8.0	− 7.5	− 6.8	− 6.0	− 5.5	− 4.8	− 4.0	− 3.5	− 2.5
28	−10.5	−10.0	− 9.8	− 9.0	− 8.5	− 7.8	− 7.0	− 6.5	− 6.0	− 5.3	− 4.5	− 3.8	− 3.0
27	−11.0	−10.5	−10.0	− 9.8	− 8.8	− 8.3	− 7.5	− 7.0	− 6.5	− 5.5	− 5.0	− 4.3	− 3.3
26	−11.8	−11.0	−10.5	−10.0	− 9.5	− 8.8	− 8.0	− 7.5	− 7.0	− 6.5	− 5.5	− 5.0	− 3.9
25	−12.0	−11.8	−10.8	−10.5	−10.0	− 9.5	− 8.8	− 8.0	− 7.3	− 6.9	− 6.0	− 5.4	− 4.4
24	−12.6	−12.0	−11.5	−10.8	−10.3	− 9.8	− 9.0	− 8.5	− 8.0	− 7.0	− 6.3	− 5.5	− 4.7
23	−13.2	−12.6	−12.0	−11.5	−10.8	−10.0	− 9.5	− 8.8	− 8.3	− 7.5	− 6.5	− 6.0	− 5.0
22	−14.0	−13.2	−12.6	−12.0	−11.5	−10.8	−10.0	− 9.5	− 8.5	− 8.0	− 7.1	− 6.5	− 5.5
21	−14.5	−14.0	−13.2	−12.6	−12.0	−11.5	−10.7	−10.0	− 9.5	− 8.5	− 7.8	− 7.0	− 6.0
20	−15.0	−14.5	−14.0	−13.2	−12.6	−11.9	−11.2	−10.5	− 9.9	− 9.0	− 8.2	− 7.5	− 6.6
19	−15.5	−15.0	−14.5	−14.0	−13.2	−12.5	−11.3	−11.0	−10.4	− 9.5	− 8.7	− 8.0	− 7.0
18	−16.5	−15.5	−15.0	−14.5	−13.8	−13.0	−12.5	−11.5	−10.8	−10.0	− 9.3	− 8.6	− 7.5
17	−17.0	−16.5	−15.5	−15.0	−14.5	−13.7	−12.9	−12.0	−11.5	−10.5	− 9.9	− 9.2	− 8.3
16	−17.8	−17.0	−16.5	−15.5	−15.0	−14.5	−13.6	−12.8	−12.0	−11.0	−10.3	− 9.7	− 8.8
15	−18.5	−17.8	−17.0	−16.5	−15.5	−15.0	−14.0	−13.2	−12.5	−11.5	−10.7	−10.0	− 9.3
14	−19.0	−18.5	−17.8	−17.0	−16.5	−15.5	−14.8	−14.0	−13.0	−12.0	−11.3	−10.5	− 9.7
13	−19.8	−19.0	−18.5	−17.8	−17.0	−16.5	−15.3	−14.5	−13.8	−12.5	−12.0	−11.0	−10.2
12	−20.5	−19.8	−19.0	−18.5	−17.8	−17.0	−16.0	−15.3	−14.2	−13.3	−12.5	−11.8	−10.8
11	−20.8	−20.5	−19.8	−18.8	−18.5	−17.8	−16.5	−16.0	−15.2	−14.1	−13.2	−12.5	
10	−21.5	−20.8	−20.5	−19.5	−18.8	−18.0	−17.5	−16.5	−15.8	−15.0	−13.8		
9	−22.2	−21.5	−20.8	−20.5	−19.8	−18.8	−18.0	−17.2	−16.3	−15.2			
8	−23.0	−22.2	−21.5	−20.8	−20.5	−19.6	−18.7	−17.9	−16.8				
7	−23.5	−23.0	−22.2	−21.5	−20.8	−20.1	−19.2	−18.6					
6	−24.5	−23.5	−23.0	−22.2	−21.5	−20.7	−19.8						
5	−25.3	−24.5	−23.5	−23.0	−22.2	−21.5							
4	−26.0	−25.3	−24.5	−23.5	−23.0								
3	−26.5	−26.0	−25.3	−24.5									
2	−27.3	−26.5	−26.0										
1	−28.0	−27.3											
0	−29.0												

除了上述一些较常用的稳定度指标外，有人还提出另一些稳定度指标的求法，例如：

(3) 由地面把近地面 100 毫巴的气层中的平均露点，沿湿绝热线上升到 500 毫巴得一温度，然后用 500 毫巴环境温度与之相减.

(4) 把气块由 850 毫巴沿干绝热线下降到 1000 毫巴，然后沿湿绝热线上升到 500 毫巴所得温度与 500 毫巴环境温度之差.

(5) 不稳定能量强度指标. 指自由对流高度以上气块温度与环境温度之差的平均值. 实际求时，可以由自由对流高度起向上每隔 100 毫巴求一个 $(T' - T)$ 值，近似求到 500 毫巴左右，然后求平均值.

第三节　影响层结稳定度变化的因子

大气层结稳定度是处在不断变化之中的，有时表现为量的变化，即稳定或不稳定程度

度　查　算　表

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
−1.5	−1.0	−0.5	−0.3	1.3	2.3	2.7	3.8	4.8	5.8	6.8	7.5	8.5	9.7	11.0	12.0	12.9	13.8
−1.8	−1.3	−0.8	0.0	1.0	2.0	2.5	3.5	4.5	5.5	6.5	7.3	8.3	9.5	10.8	11.6	12.5	
−2.0	−1.5	−1.0	−0.3	0.5	1.5	2.3	3.3	4.3	5.2	6.2	7.0	8.0	9.0	10.4	11.5		
−2.5	−1.8	−1.3	−0.5	0.2	1.3	2.0	3.0	4.0	5.0	5.8	6.6	7.6	8.6	10.0			
−3.0	−2.3	−1.8	−0.8	0.0	0.6	1.8	2.6	3.6	4.2	5.4	6.4	7.2	8.5				
−3.5	−2.8	−2.0	−1.4	−0.5	0.4	1.2	2.1	2.3	4.0	5.0	6.0	7.0					
−3.8	−3.0	−2.2	−1.6	−0.8	0.0	1.0	2.0	3.0	3.8	4.8	5.7						
−4.2	−3.2	−2.5	−1.8	−1.0	−0.2	0.5	1.5	2.5	3.5	4.3							
−4.5	−4.0	−3.0	−2.2	−1.5	−0.8	0.0	1.0	2.2	3.0								
−5.5	−4.5	−3.5	−2.8	−1.8	−1.0	0.4	0.8	2.0									
−5.7	−5.0	−4.0	−3.2	−2.3	−1.5	−0.7	−0.2										
−6.0	−5.5	−4.5	−3.5	−2.5	−1.7	−1.0											
−6.6	−5.9	−4.9	−3.9	−3.0	−2.0												
−7.1	−6.3	−5.3	−4.5	−3.5													
−7.8	−6.9	−6.0	−5.0														
−8.1	−7.3	−6.4															
−8.9	−8.0																
−9.4																	

的增减，有时则表现为质的飞跃，即由稳定状态转化为不稳定状态，或相反，使天气发生激烈的变化．从预报的目的说来，不但要知道如何分析当时大气中已出现的稳定度状态，更重要的是，要了解和预测稳定度在未来会发生怎样的变化，只有这样才能更正确地指导预报．

要预测或判断稳定度在未来的变化，重要的是要分析引起稳定度变化的条件或影响因子．稳定度状态是由大气本身的温度层结和湿度条件决定的．

一、影响温度层结 γ 变化的因子

稳定度的变化与大气中温度随高度，递减率 γ 随时间的变化密切相关．在湿度条件不变的情况下，γ 增大时，层结稳定性将减弱，不稳定性增强．反之，γ 减小时，层结稳定性将增强，而不稳定性减弱．由图 4·15 可以看到，γ 愈大，正面积就愈大，负面积愈小，因而，不稳定性愈强．

根据γ的定义，它是温度随高度的递减率，即$\gamma=-\frac{\partial T}{\partial z}$，因此，只要大气中存在某种过程或因子，使未来不同高度上温度的变化不相同，亦即使不同高度上增温或降温率不相同，那么γ就要发生变化．显然，如果上层增温大于下层（或降温小于下层），则γ将减小，未来稳定性将增强．反之，若上层增温小于下层（或降温大于下层），则γ将增大，未来不稳定性将增强．

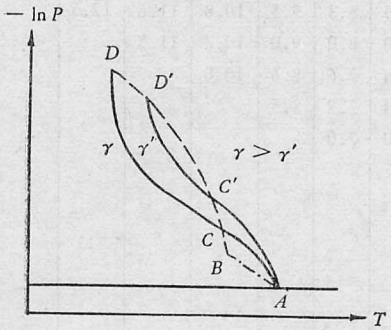


图 4·15　温度层结和潜不稳定能量

影响空气温度变化的因子主要有三个，即(1)加热或冷却效应，(2)冷暖平流，(3)垂直运动．在不同高度上这些因子作用的差别都将使稳定度发生变化．下面简单讨论这些因子的作用．

1. 加热或冷却效应的作用

这个因子对稳定度变化的影响有如下的规则：

(1) 当下层加热效应比上层强，或下层冷却效应比上层弱时，未来不稳定性将增强，或稳定性将减弱．

(2) 当下层加热效应比上层弱，或下层冷却效应比上层强时，未来不稳定性将减弱，或稳定性将增强．

大气中的加热、冷却效应主要是由辐射、水的相变(蒸发、凝结等)，以及湍流热交换等过程造成的．

陆地表面吸收和放射辐射的能力比空气强得多，而空气的各种气体成分中又以水汽吸收和放射辐射的能力最强．由于这些辐射能力的差别，使得不同高度上加热或冷却效应也不同，因而会引起稳定度发生变化．例如，晴天日出之后，下垫面受太阳辐射加热，使近地面层空气的加热效应大于上层，因此，不稳定性将增强，到午后约 2 个小时左右，气温达最高时，不稳定性达最强，因而夏季对流性天气多现于午后．入夜后，下垫面辐射冷却，使层结渐趋稳定，因此，对流性天气到夜间常趋消散．冬季夜间地面的辐射冷却常在近地面层形成一层极为稳定的逆温层，这种逆温叫做辐射逆温（如图 4·16）．同样道理可知，在多云或阴天的情况下，在陆地上，白天日出后稳定性将逐渐增强，午后又趋减弱，入夜后，云层的辐射冷却效应强于低层，将使不稳定性增强，一旦有作为抬升机制的天气系统(如锋面)移来，常会造成夜雷雨．

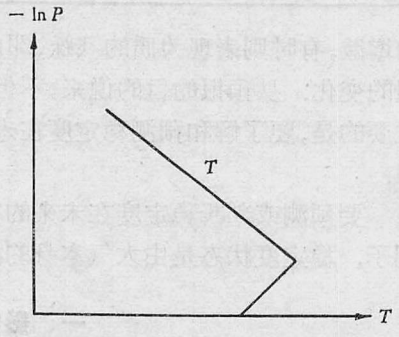


图 4·16　辐射逆温

大气中水的相变的加热、冷却效应对稳定度变化的作用，一般是在对流性天气发展起来后才表现出来．对流云发展后，在上空水汽凝结成水滴或进一步冻结成冰晶，放出潜热，使上层空气加热．当降水开始后，上层很冷的水滴或冰晶下降融化蒸发，要吸收大量的热量，使下层空气剧烈冷却，这种效应将使不稳定性很快地减弱．因此，对流性天气发展的过程本身就包含着使其自身趋于消散的因素．正是由于这种效应使不稳定向稳定转化得较快，因而对流性降水显示阵性．

至于湍流热交换的加热冷却效应的作用，则表现为，冷气团移经暖下垫面时，其稳定性将减弱；而暖气团移经冷下垫面时，其稳定性将增强．有时在天气图上发现在层结十分稳定的寒潮冷高压南下的过程中，其边缘部分也会出现对流性云，这就是因为南下过程中与下垫面的热交换使其变性，不稳定性增强之故．

2. 冷暖平流的作用

这个因子对稳定度变化的影响有如下的规则：

（1）当下层有暖平流或上层有冷平流，或者两者同时出现，或者暖平流随高度减弱，冷平流随高度增强时，未来不稳定性将增强．

（2）当下层有冷平流或上层有暖平流，或者两者同时出现，或者暖平流随高度增强，冷平流随高度减弱时，未来稳定性将增强．

特别是在高层有强的冷平流，而低层却有强的暖平流时，将会使未来不稳定性大大增强，这种天气形势下常常造成严重的雷雨、冰雹等天气．

至于冷暖平流的垂直分布，可从各层标准等压面图上温度场和流场配置的分析，也可根据单站测风考察风向随高度的变化来具体作判断．有关例子将在雷雨冰雹预报部分介绍．

3. 垂直运动的作用

当不同高度上的垂直运动不相同时，气块升降过程中增温或降温的多少也不同，这也将使稳定度发生变化．这里要着重说明体现这种因子的“整层升降”运动的作用．

所谓“整层升降”是和个别气块升降相区别的系统性垂直运动．一般指几百米厚的整个气层受到山脉或锋面的机械抬升作用，或受大尺度高低压系统的辐散辐合作用而作整层的上升或下沉运动．

考虑 900—1000 毫巴的气层，假定未被抬升前其厚度为 H，层结曲线为 AB，如图 4·17．如果该气层被机械地抬升，那么当没有侧向辐合、辐散的影响时，其上升后尽管顶与底的气压差不变（质量守恒），但由于愈到高空，空气密度愈小，因而被抬升到高层后，气层的厚度将增大（即 $H' > H$）．如果先考虑抬升过程中没有凝结现象发生的情形，这时气层中气块都沿干绝热线上升，气层上界 B 点移到 B' 点，下界 A 点移到 A' 点．显然，同一时间间隔内，B 点垂直移动的距离比 A 点要大（$BB' > AA'$，亦即上界垂直速度大于下界），因而上部降温比下部大，使稳定性减弱（图中由较强的逆温变弱趋于等温）．如果抬升过程中还伴有辐合，则气层厚度将更增大（$H'' > H' > H$），从而 $B''B$ 比 AA' 大得更多，因而稳定性减弱得更显著．总之，整层升降（包括机械抬升和辐散、辐合）将使稳定度发生变化．当没有水汽相变现象发生时，整层升降对稳定度变化的影响有如下的规则：

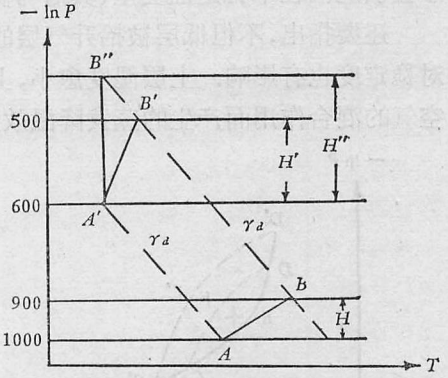


图 4·17　整层抬升和稳定度的变化

（1）绝对稳定或条件性不稳定的层结被整层抬升后，其稳定性将减弱，而整层下沉后其稳定性将增强．

(2) 被整层升降的气层的厚度愈大则引起稳定度的变化也愈显著.

极地冷高压和副热带高压的中心部位,盛行持久而强盛的整层下沉运动,在下沉和辐散间的过渡层中会形成逆温(如图 4·18),叫做下沉逆温,这种层结十分稳定.

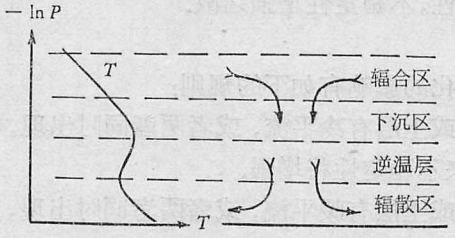


图 4·18 下沉逆温

大气中,当有整层抬升运动时,通常都有水汽凝结现象发生. 这种情况下,稳定度的变化对天气预报尤为重要.

二、湿度条件对稳定度变化的影响

除了上面介绍的影响稳定度变化的因子外,大气中的湿度条件对稳定度的变化也有重大的影响.

1. 湿度大小对稳定度的影响

由图 4·19 可以看出,在温度层结不变的情况下,被抬升的气层的湿度愈大(亦即起始层的露点 T_d 愈大),则其抬升凝结高度 (B 点高度) 愈低,这时正面积就愈大而负面积愈小,因而层结就愈不稳定. 这是容易理解的,因为湿度愈大,气块被抬升凝结后,可释放出供对流发展的潜热(亦即潜在的不稳定能量)就愈大,因而层结就愈不稳定. 由于条件性不稳定大气的稳定度类型直接与正、负面积的相对大小相关,因此,被抬升气层湿度的大小会引起潜在不稳定性类型(真潜与假潜)的转化.

还要指出,不但低层被抬升气层的湿度大小对稳定度有影响,而且其上层空气的湿度对稳定度也有影响. 上层湿度愈小,上升气块与环境的湿度差愈大,这时由于气块与周围空气的混合作用而产生的蒸发降温效应愈显著,这样在图 4·20 上表现为上升气块的状态

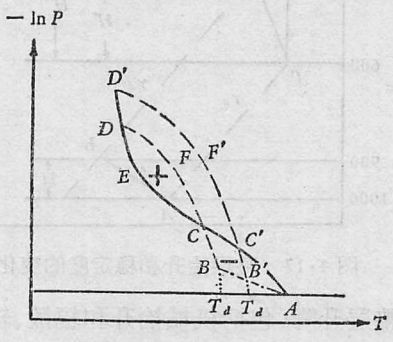


图 4·19 低层湿度大小对稳定度的影响

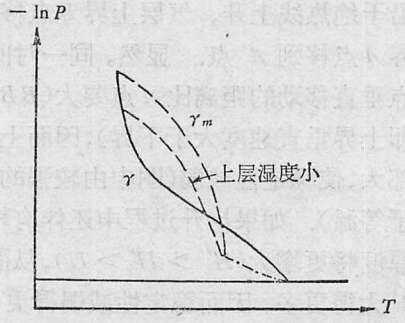


图 4·20 上层湿度大小对稳定度的影响

曲线偏于 γ_m 线左方愈多,正面积愈小,因而不稳定性就愈弱. 可见,上层湿度若太小是不利于对流发展的.

2. 湿度层结对稳定度变化的作用

前面已经分析了在不考虑湿度条件(没有发生水汽相变过程)下，整层抬升对稳定度变化的影响. 这种情况下,原先稳定(或条件性不稳定)的层结,其稳定性将减弱. 但是这只能引起稳定性的量的变化，并不能引起质的转化，即不能使稳定层结转化为不稳定层结. 这是因为,没有凝结过程发生，潜在不稳定能量就不能得以释放，这样即使有抬升过程,不稳定还不能得以实现，仍然表现为稳定状态. 可是，如果整层抬升过程中有凝结过程发生,稳定度的变化有两种可能性,其关键决定于湿度的垂直分布状况(湿度层结). 为了讨论方便，我们来考察原先温度层结相同但湿度层结不同的两种情况下，经整层抬升后,稳定度的变化有何不同. 在图 4·21(a),(b) 中,原先某层温度层结 AB 都取为等温,即

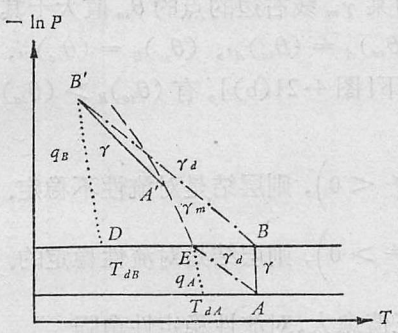


图 4·21(a)　对流性不稳定

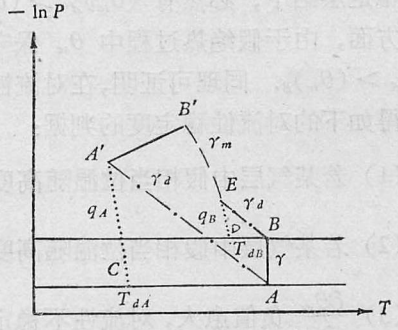


图 4·21(b)　对流性稳定

属绝对稳定状态,但湿度层结不同. (a)图是低层相对湿度大于高层[表现为$(T-T_{dA})<(T-T_{dB})$]，即上干下湿的情形;而(b)图是低层相对湿度小于高层[表现为$(T-T_{dA})>(T-T_{dB})$]，即下干上湿的情形.

由于相对湿度愈大,抬升凝结高度愈低,因此,在图 4·21(a) 上干下湿的情形下,当 B 层被抬到其凝结高度 B' 点时，A 层已先达到其凝结高度 E 点，并又沿 γ_m 线上升了一段距离达到 A' 点. 这样,在同一段时间内，B 层(上层)一直按干绝热率 γ_d 降温,而 A 层(下层)则是先按 γ_d 降温，而后段按湿绝热率 γ_m 降温. 由于 $\gamma_m < \gamma_d$，因而，整层抬升的结果,下层降温比上层小，在图上表现为层结 AB 在抬升后发生逆时针转动，因此使稳定性减弱. 可以想象,当下层相对湿度比上层大到一定程度时,整层抬升有可能使原来稳定的层结发生质的飞跃，转变成不稳定. 同理可证明，在图 4·21(b) 下干上湿的湿度层结下，整层抬升将使稳定性增强.

由上面的分析看到,在有相同的整层抬升条件下,由于湿度层结及水汽是否有相变过程的不同,所引起的稳定度变化的情况是很不相同的. 由此,进一步看到湿度条件对稳定度变化的作用.

3. 对流性不稳定

根据上面的讨论,可以根据被整层抬升后，原先稳定的层结会不会发生质的转化，而区分出两种不同类型的层结. 如果经整层抬升后,原先稳定的层结会转变成不稳定,这种层结称为对流性不稳定. 反之,若经整层抬升达凝结后,稳定性不发生质的转化的层结称为对流性稳定.

由于对流性不稳定的层结常常能产生象暴雨、雷雨、冰雹等灾害性天气,因此,我们要

特别注意对流性不稳定的层结.

层结稳定度的关键在于湿度垂直分布是呈上干下湿还是呈下干上湿. 可以说，相对湿度呈下干上湿分布的稳定层结一定是对流性稳定的. 那么，是否能说相对湿度呈上干下湿分布的层结就一定是对流性不稳定的呢？显然不能笼统地这么说. 实际大气中，相对湿度一般多是随高度减小的，可是层结并不都是对流性不稳定. 这是因为对流性不稳定不但要求相对湿度随高度减小，而且还要求这种减小要达到一定的数量界限.

为了判断对流性稳定度，可以利用在干、湿绝热或假绝热过程中具有保守性质的温湿特征量——假相当位温 θ_{se} 作比较和判别，参看图 4·21(a)(b). 由于某气块的 θ_{se} 值就是 $T-\ln P$ 图解上该气块的抬升凝结高度处 γ_m 线所对应的数值，因此，在图 4·21(a) 对流性不稳定层结下，必然有 $(\theta_{se})_{A'}>(\theta_{se})_{B'}$，因为某 γ_m 线右边的点的 θ_{se} 值大于其左边. 另一方面，由于假绝热过程中 θ_{se} 保守，即有 $(\theta_{se})_A=(\theta_{se})_{A'}$，$(\theta_{se})_B=(\theta_{se})_{B'}$，因此 $(\theta_{se})_A>(\theta_{se})_B$. 同理可证明，在对流性稳定层结下[图 4·21(b)]，有 $(\theta_{se})_B>(\theta_{se})_A$. 由此可得如下的对流性稳定度的判据：

(1) 若某气层中假相当位温随高度减小 $\left(\dfrac{\partial\theta_{se}}{\partial z}<0\right)$，则层结是对流性不稳定.

(2) 若某气层中假相当位温随高度增大 $\left(\dfrac{\partial\theta_{se}}{\partial z}>0\right)$，则层结是对流性稳定的.

(3) $\dfrac{\partial\theta_{se}}{\partial z}$ 负值愈大，对流性不稳定性愈强，正值愈大，对流性稳定性愈强.

如果对比前面用位温判断没有凝结过程发生的层结稳定度的判据，那么，上述的判据从道理上也是容易理解的. 因在有凝结过程发生时，位温不保守，不同高度(不同温湿条件)气块的位温必须用在假绝热过程中具有保守性的假相当位温 θ_{se} 代替，因此，$\dfrac{\partial\theta_{se}}{\partial z}<0$，即类似于没有凝结时的 $\dfrac{\partial\theta}{\partial z}<0$ 情形，是不稳定的. 而 $\dfrac{\partial\theta_{se}}{\partial z}>0$ 类似于没有凝结时 $\dfrac{\partial\theta}{\partial z}>0$ 情形，是稳定的.

在实际分析时，只要根据各标准等压面和各特性点的温度和露点值，由 $T-\ln P$ 图上查出其相应的 θ_{se} 值，就可以知道对流性稳定度的垂直分布，还可知道对流性不稳定层 $\left(\dfrac{\partial\theta_{se}}{\partial z}<0\right)$的厚度以及对流性不稳定的程度$\left(\dfrac{\partial\theta_{se}}{\partial z}\text{负值的大小}\right)$. 有时取 700 毫巴和 850 毫巴两层 θ_{se} 值之差，即

$$I=\theta_{se700}-\theta_{se850}, \qquad (4\cdot8)$$

作为对流性稳定度的指标，I 负值愈大，对流性不稳定愈强.

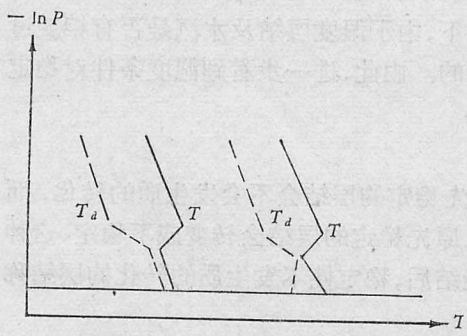


图 4·22 对流性不稳定层结

作为定性的分析，也可以根据 $T-\ln P$ 图上层结曲线和露点曲线的形状作大致的判断. 统计发现，当出现严重的雷暴、冰雹等对流性天气时，温度曲线和露点曲线常呈如图 4·22 所示的喇叭形. 在这种情况下，如果只考虑温度层结，似乎是比较稳定的，因为都存在一个逆温

层．逆温层是绝对稳定的层结，因而，从温度层结看，它不利于对流发展．然而如果还考虑湿度层结对稳定度的影响，那么，逆温层却也存在着有利于对流发展的一面．这是因为，这个薄而很稳定的逆温层阻碍着低层水汽向高层的输送，上传的水汽只能集中在逆温层之下，这里很潮湿，T_d 与 T 很接近，而逆温层之上却很干燥．因此，上干下湿的程度很显著，层结是对流性不稳定，一旦有整层抬升条件，能突破逆温层，便有强烈的对流发展．

从预报的角度来说，除了要会判断当时的对流性稳定度外，特别还要知道有利于对流性不稳定增强的天气形势，因为在这种形势下未来容易产生严重的对流性天气．为此，在分析各标准等压面图时，不但要注意各层间不同冷暖平流对稳定度变化的影响，而且要注意各层间不同程度干湿平流对稳定度变化的影响．如果中高层湿度变化不大，甚至有干平流，而低层有显著的湿平流，则这个区域未来对流性不稳定会大大增强，尤其是在上层是干冷平流，低层是显著的暖湿平流情况下，未来常常会产生强烈的对流性天气．

三、几种不稳定性的区别

以上我们已经阐述了好几种不稳定的概念，如“绝对不稳定”、“条件性不稳定”、“对流性不稳定”等．它们都表示有利于对流的发展，这是它们的共同点．但是它们之间又有差别，主要表现在：

（1）绝对不稳定只和温度层结有关，而条件性不稳定和对流性不稳定除了和温度层结有关外，还和湿度条件有关．

（2）绝对不稳定是真实的不稳定，也就是说，当达到这种不稳定状态（$\gamma > \gamma_d$）时，对流就可以自由地发展起来．而条件性不稳定和对流性不稳定，其不稳定性都是潜在的，也就是说，当时的层结仍然是稳定的，但是隐含着不稳定性，只有存在一定的外加抬升力条件作为“触发机制”，潜在的不稳定性才能转化成真实的不稳定性．这就好象处在枪膛中的子弹一样，它当时还是相对静止状态，一旦有扣扳机作为触发机制，则潜在于火药中的能量就能释放出来，使子弹转化成显著的运动状态．因此，可以说后两种不稳定性都是条件性不稳定，只是实现稳定向不稳定转化所需的条件不同而已．

（3）条件性不稳定的实现，只要个别层次的气块受抬升即可，因而与近地面层强烈辐射加热的超绝热状态相联系的局地性热对流对它可以起“触发机制”的作用．因此，它可以造成局地性的热雷雨天气．而对流性不稳定的实现，则要求有与天气系统（锋面、辐合）及地形等大范围的整层抬升运动作为“触发机制”，它所造成的对流性天气一般都与天气系统及地形相联系，因而造成的对流性天气往往比较强烈．对流性不稳定的“触发机制”当然也会对条件性不稳定起触发作用．

（4）条件性不稳定的实现要求抬升力能把气块抬升到自由对流高度以上，而对流性不稳定的实现则要求抬升力能把整层都抬升到全部达凝结的高度．

第五章　大气动力学基础

空气质点速度的改变是由空气质点上所受的力造成的．天气形势的变化也同样是由动力学和热力学的一般规律所支配的．在第二章中，我们曾经讨论了运动的基本规律，现在要具体地运用它来研究大气的运动．在本章中，将给出大气运动的几个基本方程，这些方程都是第二章所讨论的运动的一般规律在具体大气条件下的应用．它们都是理解天气形势变化的基础．

第一节　大气动力学方程

一、作用在空气质点上的力和大气动力学方程

根据动力学第二定律，即

$$m\frac{d\boldsymbol{V}}{dt}=\boldsymbol{f}. \tag{5·1}$$

把方程(5·1)具体地应用到大气中来．设 $\boldsymbol{F}$ 表示单位质量空气质点所受的力，故有

$$\boldsymbol{F}=\frac{\boldsymbol{f}}{m}.$$

这时方程(5·1)可以改写为

$$\frac{d\boldsymbol{V}}{dt}=\boldsymbol{F}. \tag{5·2}$$

(5·2)式为矢量形式，把它投影在如图 5.1 的坐标系，从图 5·1 可以看出：X 方向是指向东的，Y 方向是指向北的，Z 方向是指向天顶．这个坐标系是气象学上常用的坐标系，称为标准坐标系．

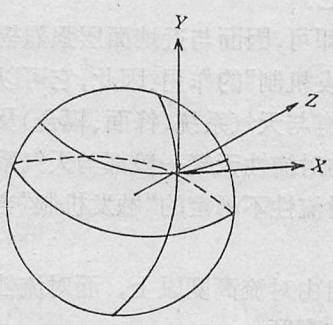


图 5·1　标准坐标系

把方程(5·2)写成分量形式，则有

$$\begin{cases}\dfrac{du}{dt}=F_x,\\[2ex]\dfrac{dv}{dt}=F_y,\\[2ex]\dfrac{dw}{dt}=F_z.\end{cases} \tag{5·3}$$

式中 F_x，F_y，F_z 表示作用在单位质量空气上的力分别在 X，Y，Z 三个方向的投影．u 表示东西风分量，v 表示南北风分量，w 表示垂直运动．严格说来，(5·3)式只对 X，Y，Z 三个方向固定的直角坐标系才是正确的．因为地球是个球形，在地球上不同地点，向东、向北和向上都有不同的方向．如果考虑的范围比地球半径要小时，把标准坐标系看成是简单的直角坐标系，采用(5·3)式还是近似正确的．

1. 气压梯度力

第二章中已经讨论了作用在单位质量上的气压梯度力 $\boldsymbol{G}$ 为

$$\boldsymbol{G} = -\frac{1}{\rho}\nabla P. \tag{5·4}$$

它的分量形式有

$$\begin{cases} G_x = -\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial P}{\partial x}, \\ G_y = -\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial P}{\partial y}, \\ G_z = -\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial P}{\partial z}. \end{cases} \tag{5·4}'$$

2. 地转偏向力

第二章中曾经给出单位质量空气所受的地转偏向力为

$$\boldsymbol{f}_{偏} = 2\Omega \sin\varphi(\boldsymbol{i}v - \boldsymbol{j}u). \tag{5·5}$$

写成分量形式，则有

$$\begin{cases} f_{偏x} = 2\Omega \sin\varphi v, \\ f_{偏y} = -2\Omega \sin\varphi u\ . \end{cases} \tag{5·5}'$$

3. 重力

地球上的空气是在地球引力作用下运动的，这种引力即重力的主要部分. 作用在单位质量空气上的重力为 $\boldsymbol{g}$. 因 $\boldsymbol{g}$ 的方向是向着地心的，而 Z 的方向是向着天顶的，故有

$$\boldsymbol{g} = -\boldsymbol{k}g, \tag{5·6}$$

式中 $\boldsymbol{g}$ 是重力加速度，$\boldsymbol{k}$ 是沿着 Z 方向的单位矢量.

4. 摩擦力

大气中除去均匀的运动外，还存在着湍流运动，这点可以由风速计的脉动观察出来. 空气微团的湍流上下交换，能引起速度(或动量)的上下交换. 这种作用可引起速度的变化，就相当于给空气运动以一个摩擦阻力. 把作用在单位质量空气上的摩擦阻力用 $\boldsymbol{R}$ 表示，因此

$$\boldsymbol{R} = \boldsymbol{i}R_x + \boldsymbol{j}R_y + \boldsymbol{k}R_z. \tag{5·7}$$

式中 R_x, R_y, R_z 表示摩擦力在 X, Y, Z 方向的分量.

在大气中作用在空气质点上的力，一般即为上述四种力. 把它们代入方程(5·2)，则得大气动力学方程，

$$\frac{d\boldsymbol{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla P + \boldsymbol{f}_{偏} + \boldsymbol{g} + \boldsymbol{R}. \tag{5·8}$$

把它写成坐标分量形式，则有：

$$\begin{cases} \dfrac{du}{dt} = -\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial P}{\partial x} + 2\Omega \sin\varphi v + R_x, \\ \dfrac{dv}{dt} = -\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial P}{\partial y} - 2\Omega \sin\varphi u + R_y, \\ \dfrac{dw}{dt} = -\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial P}{\partial z} - g + R_z. \end{cases} \tag{5·9}$$

上式即为决定大气运动的最基本的动力学方程.

二、自由大气中风的地转偏差与加速度

在第二章中曾说明过，在大约1000米以上的大气层，摩擦力可以忽略不计．因此在自由大气中，水平运动方程可以写为

$$\begin{cases} \dfrac{du}{dt} = -\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial P}{\partial x} + 2\Omega \sin\varphi v, \\ \dfrac{dv}{dt} = -\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial P}{\partial y} - 2\Omega \sin\varphi u. \end{cases} \tag{5·10}$$

方程(5·10)描述了自由大气中运动的普遍规律．在第二章中曾经指出：在自由大气中，运动是近似满足地转风的．从方程(5·10)可以看出，地转风是方程(5·10)的特殊情况．在方程(5·10)中，如果加速度为零，则有

$$\begin{cases} -\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial P}{\partial x} + 2\Omega \sin\varphi v = 0, \\ -\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial P}{\partial y} - 2\Omega \sin\varphi u = 0. \end{cases} \tag{5·11}$$

由(5·11)式所决定的流场即为地转风．因此在自由大气中，如果加速度为零，则大气的运动即满足地转风平衡．反过来说，只有当加速度比起方程(5·10)的右端两项是个小量时，地转风平衡才能近似成立，否则在自由大气中地转平衡将不成立．自由大气中，当地转风平衡不成立时，在第二章中已经指出，这时实测风可分解为两个部分，即地转风部分和地转偏差部分：

$$\begin{cases} u = u_g + u', \\ v = v_g + v'. \end{cases} \tag{5·12}$$

其中地转风部分满足

$$\begin{cases} u_g = -\dfrac{1}{2\Omega \sin\varphi}\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial P}{\partial y}, \\ v_g = \dfrac{1}{2\Omega \sin\varphi}\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial P}{\partial x}. \end{cases} \tag{5·13}$$

将式(5·12)和(5·13)代入(5·10)，则有

$$\begin{cases} \dfrac{du}{dt} = 2\Omega \sin\varphi v', \\ \dfrac{dv}{dt} = -2\Omega \sin\varphi u'. \end{cases} \tag{5·14}$$

从式(5·14)可以看出，当自由大气中存在着地转偏差时，空气质点的加速度的大小是和地转偏差成正比的．根据地转偏差的大小，就可以估计空气质点的加速度．从物理上看，地转偏差表示地转偏向力和气压梯度力不平衡，正是由于这种不平衡，才造成了空气质点的加速度．

根据观测，在自由大气中，比值 v'/v_g 平均约为0.2，它表示空气质点的加速度比起地转风来要小．

三、考虑摩擦力时空气的运动

在地面天气图上可以看到风并不是沿着等压线吹的，而是和等压线有个交角．一般

情况下，风总是和等压线相交，偏向低压的一方，如图 5·2. 在低压区风一般都向内吹，在高压区，风一般向外吹. 这都是由于大气中在近地面的一层存在着摩擦力的作用造成的.

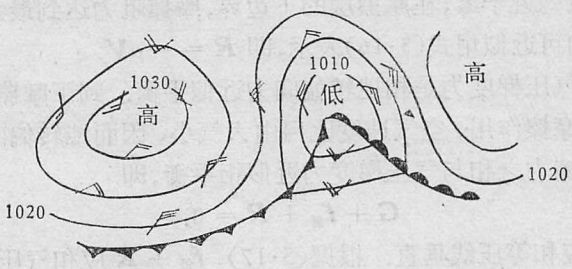


图 5·2　摩擦对地面风的影响

在大约 1000 米以下的大气层，摩擦力的作用比较显著，在这一层摩擦力的作用相对于地转偏向力来说，它的作用不能忽略. 在摩擦层一般加速度作用仍是比较小的，这时水平运动方程(5·9)可以写成

$$\begin{cases} -\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial P}{\partial x} + 2\Omega \sin\varphi v + R_x = 0, \\ -\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial P}{\partial y} - 2\Omega \sin\varphi u + R_y = 0; \end{cases}$$

或者

$$\boldsymbol{G} + \boldsymbol{f}_{偏} + \boldsymbol{R} = 0. \tag{5·15}$$

上式表示气压梯度力、地转偏向力和摩擦力三者之矢量和为零.

两个固体之间的摩擦力一般是和速度的数值成正比的，方向和速度相反，即

$$\boldsymbol{R} = -\mu \boldsymbol{V}. \tag{5·16}$$

式中 μ 为比例系数，它依赖于粗糙程度，粗糙程度愈大时 μ 愈大.

空气是流体，在考虑空气的摩擦作用时，要比固体的情况复杂一些. 大气除了比较均匀的运动外，还存在着空气微团的上下扰动. 图 5·3(a)，(b) 是观测到的空气的风速和垂直运动随时间的变化. 这种风速变化就是由于空气微团不断扰动造成的，这种空气的运动称为大气的湍流运动. 一般气象观测和预报的风速都是较长时间的风速的平均值. 空气微团的上下交换能引起动量(动量 = 质量 × 速度)的上下传递. 这种作用，就平均来看，能引起空气的平均速度的变化，这相当于给空气一摩擦阻力. 根据半经验理论，作用在单位质量空气上，X 方向的湍流摩擦阻力为 $\dfrac{\partial}{\partial z}\left(k\dfrac{\partial u}{\partial z}\right)$，在 Y 方向上的为 $\dfrac{\partial}{\partial z}\left(k\dfrac{\partial v}{\partial z}\right)$. 这里 k 称为湍流系数，u 和 v 代表空气的平均运动. 因此摩擦阻力的大小，和风速随高度分布的特点有很大的关系. 在大气的摩擦层中，由于靠近地面的一层，风速随高度的变化较大，所以摩擦阻力较大. 在自由大气中，风速随高度变化比较大的区域，例如在急流附近，湍流摩擦的作用

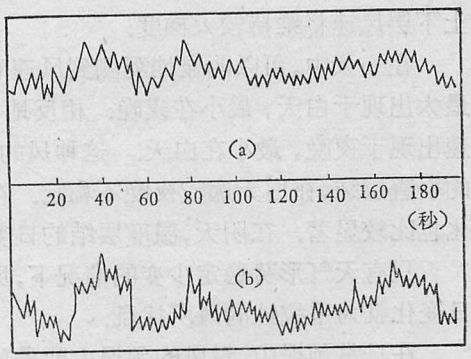


图 5·3　风的脉动
(a)风速随时间的变化　(b)垂直运动随时间的变化

也是比较大的.

根据风随高度分布的计算结果，在摩擦层中摩擦阻力随高度近似于指数衰减. 在摩擦层上边界，摩擦阻力近于零，在摩擦层的下边界，摩擦阻力达到最大. 在摩擦层的下边界，为了简便，摩擦力可近似用式(5·16)表示，即 $\boldsymbol{R}=-\mu\boldsymbol{V}$.

在自由大气中，气压梯度力是和地转偏向力近似平衡. 到了摩擦层中，气压梯度一般仍同样存在，但由于摩擦作用，空气速度比自由大气小，因而地转偏向力也相应减小. 这时，地转偏向力和摩擦力之和与气压梯度力近似相平衡，即

$$\boldsymbol{G}+\boldsymbol{f}_{摩}+\boldsymbol{R}=0. \tag{5·17}$$

气压梯度力 $\boldsymbol{G}$ 应和等压线垂直. 根据(5·17)，$\boldsymbol{f}_{摩}+\boldsymbol{R}$ 应和气压梯度力大小相等，方向相反. 由(5·16)式，摩擦力的方向总是和风向相反，而地转偏向力的方向，总是和风速矢量 $\boldsymbol{V}$ 垂直，偏向右方. 满足上述条件，它们可表示如图 5·4. 从图 5·4 可以看出，当存在(5·17)式的平衡时，风速和等压线将存在一个交角 α. 相对于等压线来说，空气运动偏向于低压的一方. 当摩擦力大时，交角 α 大，摩擦力小时，交角 α 小. 在陆地上，摩擦力比海洋大，根据观测，在海洋上 α 角一般在 10° 左右，在陆地上交角 α 在 25—30° 左右，在丘陵山区还可以更大些.

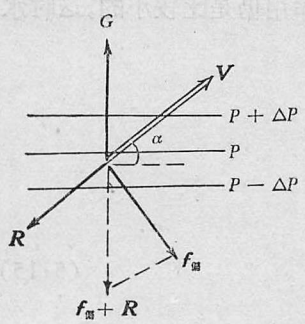


图 5·4　摩擦层中力的平衡

在摩擦层中，湍流摩擦阻力是随高度减小的. 因此实测风与等压线的交角 α 也是随高度减小的. 到摩擦层上界，摩擦力为零，交角也为零，风速趋近于地转风.

大气中，上下湍流交换的强度和温度的垂直分布有关. 当温度层结处于不稳定状态时，湍流交换加强，当稳定或逆温时，湍流交换较弱. 湍流交换强时，垂直方向的动量传递也加强，上层动量较大的空气微团向下传，使下层的平均速度增大起来，下层小动量的空气微团向上传，将使上层的平均速度减小. 因此在湍流交换强烈发展的时候，较上层空气速度将有所降低，较下层的平均风速将有所增加. 当温度层结比较稳定时，湍流交换减弱，上下层间动量交换减小，这时上下层风速将维持较大梯度.

在一天中，可以明显地观测到风速的日变化. 通常在几十米高的最低层空气中，风速最大出现于白天，最小在夜晚. 相反地，在这高度以上约到 1000 米高的气层中，最大风速出现于夜晚，最小在白天. 这种风的日变化就是由于温度层结的日变化造成的. 温度的垂直层结，在白天远较夜晚不稳定. 在晴天温度层结的日变化比较显著，因此风的日变化也比较显著. 在阴天，温度层结的日变化不显著，风的日变化也不显著.

只有天气形势稳定少变的情况下，风的日变化才清楚. 当有系统如锋面过境时，风的日变化就为系统性的风所扰乱.

在日常预报中，对风的预报主要是预报摩擦层中的风. 因此，除考虑形势变化所引起的风的变化外，还要考虑摩擦层中风的变化规律，把这两方面结合起来，才能更好地作出风的预报.

四、以气压为垂直坐标的大气动力学方程

前面讨论的大气动力学方程(5·9)，在垂直方向都是以 Z 为坐标的，但在实际工作中，

分析大气的运动都是通过分析等压面来进行的．因此需要把大气运动方程变化到等压面上来．在第二章中，讨论地转风关系时，已经讨论过，把水平气压梯度变化到等压面上来时，可用等压面坡度即等压面上位势场的水平梯度来表示水平气压梯度，即有

$$\begin{cases} \dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial P}{\partial x} = g\dfrac{\partial z}{\partial x}, \\ \dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial P}{\partial y} = g\dfrac{\partial z}{\partial y}. \end{cases} \tag{5·18}$$

式中 $\dfrac{\partial z}{\partial x}$，$\dfrac{\partial z}{\partial y}$ 表示等压面的坡度．利用(5·18)式，大气水平运动方程可写为：

$$\begin{cases} \dfrac{du}{dt} = -g\dfrac{\partial z}{\partial x} + 2\Omega\sin\varphi v + R_x, \\ \dfrac{dv}{dt} = -g\dfrac{\partial z}{\partial y} - 2\Omega\sin\varphi u + R_y. \end{cases} \tag{5·19}$$

在垂直方向以气压为坐标时，这时地转风关系可写为

$$\begin{cases} -g\dfrac{\partial z}{\partial x} + 2\Omega\sin\varphi v = 0, \\ -g\dfrac{\partial z}{\partial y} - 2\Omega\sin\varphi u = 0. \end{cases} \tag{5·20}$$

上述关系比以 Z 为垂直坐标要简单些，这在第二章中已讨论过．

在自由大气中摩擦力较小，方程(5·19)可写为：

$$\begin{cases} \dfrac{du}{dt} = -g\dfrac{\partial z}{\partial x} + 2\Omega\sin\varphi v, \\ \dfrac{dv}{dt} = -g\dfrac{\partial z}{\partial y} - 2\Omega\sin\varphi u. \end{cases} \tag{5·21}$$

式中 $\dfrac{du}{dt}$ 和 $\dfrac{dv}{dt}$ 为空气水平速度的个别变化，和前面讨论温度的个别变化一样，可以把它展开成局地变化和平流变化．在 X, Y, P, T 坐标中，则有

$$\begin{cases} \dfrac{du}{dt} = \dfrac{\partial u}{\partial t} + u\dfrac{\partial u}{\partial x} + v\dfrac{\partial u}{\partial y} + \omega\dfrac{\partial u}{\partial p}, \\ \dfrac{dv}{dt} = \dfrac{\partial v}{\partial t} + u\dfrac{\partial v}{\partial x} + v\dfrac{\partial v}{\partial y} + \omega\dfrac{\partial v}{\partial p}. \end{cases} \tag{5·22}$$

式中 $\omega = \dfrac{dP}{dt}$ 表示气压坐标中空气的垂直运动．

在大尺度的大气运动中，由于垂直运动的量级较小，有关垂直平流 $\omega\dfrac{\partial u}{\partial p}$ 和 $\omega\dfrac{\partial v}{\partial p}$ 的项可以忽略不计．因此，大气运动方程可改写为：

$$\begin{cases} \dfrac{\partial u}{\partial t} + u\dfrac{\partial u}{\partial x} + v\dfrac{\partial u}{\partial y} = -g\dfrac{\partial z}{\partial x} + 2\Omega\sin\varphi v, \\ \dfrac{\partial v}{\partial t} + u\dfrac{\partial v}{\partial x} + v\dfrac{\partial v}{\partial y} = -g\dfrac{\partial z}{\partial y} - 2\Omega\sin\varphi u. \end{cases} \tag{5·23}$$

上式是讨论自由大气中大尺度运动的最基本的方程式．在后面讨论系统的发展时，将用到这个方程式．

第二节　散度和连续方程

在日常天气图上，看到的是大气的水平运动，而看不到垂直运动．然而，大气运动是三度空间的，水平运动和垂直运动是联系在一起的．例如，在地面图上的高压区，风向四周散开天气多晴朗，这表明高压区常有空气的下沉运动；在低压区，风向中心汇合天气多阴雨，这表明有上升运动．这种现象说明，在不同水平运动的区域，对应着不同方向的垂直运动．在这一节中将讨论这个问题．

一、散度的概念

我们考虑一个圆的盛水的容器的下部有一孔，如图 5·5(a)，当器中的水由小孔向下流时，容器中的水应向小孔汇合，这种四周向中心汇合的水平流场，称为“辐合”；相反地，如图 5·5(b)，如果使小孔中的水向上移动，则容器中的水由小孔向四周散开．这种向四周散开的水平流场，称为辐散．从图 5·5 可以看出，水平流场的辐合、辐散是和小孔中的垂直运动相联系的．

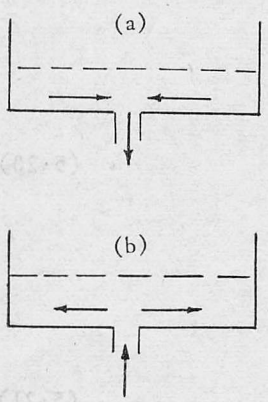


图 5·5　辐合(a)与辐散(b)的概念

现在把流场的水平辐合和辐散用量的形式表示，如图 5·6 所示，流体作 X 方向的一维运动．我们考察流体质点线 $\overline{AB}$．开始时，A 点的坐标为 x_1，B 点的坐标为 x_2，因此，AB 的长度为

$$l = x_2 - x_1 = \Delta x.$$

如 A 点的速度为 u_1，B 点的速度为 u_2．经过 Δt 时间后，组成 $\overline{AB}$ 线的流体的质点已向前移动，变为线 $\overline{A'B'}$．即 A 点移到 A' 点，这时 A' 点的坐标为 $x_1 + u_1\Delta t$，B 点移到 B' 点，B' 点的坐标为 $x_2 + u_2\Delta t$．$A'B'$ 的长度为 $l + \Delta l$，则

$$\begin{aligned} l + \Delta l &= (x_2 + u_2\Delta t) - (x_1 + u_1\Delta t) = (x_2 - x_1) + (u_2 - u_1)\Delta t \\ &= \Delta x + \Delta u\Delta t. \end{aligned}$$

这时，质点线 AB 在单位时间内单位长度的伸长率为

$$\frac{1}{l}\frac{\Delta l}{\Delta t} = \frac{\Delta x\left(1 + \dfrac{\Delta u}{\Delta x}\Delta t\right) - \Delta x}{\Delta x \Delta t} = \frac{\Delta u}{\Delta x}.$$

将上式令 $\Delta t \to 0$，取极限，则有

$$\frac{1}{l}\frac{dl}{dt} = \frac{\partial u}{\partial x}. \qquad (5\cdot24)$$

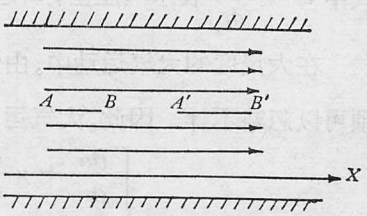


图 5·6　一维运动的散度示意图

根据上面分析可以看出，$\partial u/\partial x$ 在物理上表示空气质点线在 X 方向上的单位时间、单位长度的伸长率．或者称为在 X 方向单位时间内的相对伸长率．当 $\dfrac{\partial u}{\partial x} > 0$ 时，表示质点线 $\overline{AB}$ 随着时间增加是伸长的，它表示流场是辐散的．当 $\dfrac{\partial u}{\partial x} < 0$ 时，质点线 $\overline{AB}$ 随时间增加是缩短的，代表流场辐合．

平面两维运动是一维运动的直接推广. 在讨论平面运动时，一维运动所讨论的长度就要改换为面积. 考虑平面上或等压面上一个小的面积 A 如图 5·7，四周由质点线包围着，Δt 时间后，质点线 l 已移至 l'，它所包围的面积为 $A + dA$. 这时单位时间内单位面积的膨胀率为 $\frac{1}{A}\frac{dA}{dt}$. 对比式(5·24)，当把一维运动的长度推广为二维运动的面积时，显然有

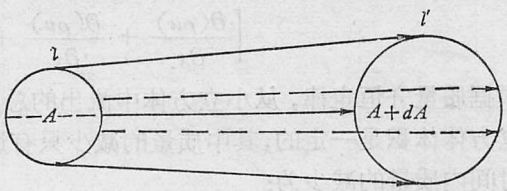


图 5·7　二维运动的散度示意图

$$\frac{1}{A}\frac{dA}{dt} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}. \tag{5·25}$$

采用矢量表示法，有

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \nabla_2 \cdot \boldsymbol{V}. \tag{5·26}$$

式中 $\nabla_2 \cdot \boldsymbol{V}$ 表示水平散度. 当 $\nabla_2 \cdot \boldsymbol{V} > 0$ 时，表示面积膨胀，为辐散；当 $\nabla_2 \cdot \boldsymbol{V} < 0$ 时，表示面积收缩，为辐合. 例如在等压面图上，计算散度 $\nabla_2 \cdot \boldsymbol{V}$ 的量级为 1×10^{-5} 秒$^{-1}$，即相当 1 小时后，面积就可以变化 3.6%.

二、连 续 方 程

在流体的运动过程中，它的总的质量是不变的. 如果考虑一定体积的话，流进该体积的质量，应该等于该体积内质量的增加. 这一规律用数学形式表示称为连续方程.

考虑一个小的立方体，其边长为 dx, dy, dz，如图 5·8 所示. 先考虑 X 方向的情况，单位时间内流体经过 AB 面流过的质量为

$$\rho u d\sigma = \rho u dy dz,$$

$d\sigma$ 为 AB 面的面积，ρu 也是坐标和时间的函数，即 $\rho u = f(x, y, z, t)$. 在 CD 面上的 ρu 应为

$$\rho u + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} dx.$$

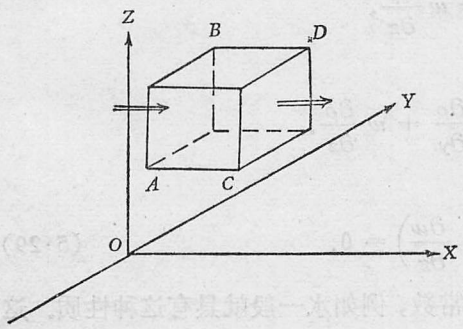


图 5·8　通过小立方体的质量通量示意图

由此得单位时间内流过 CD 面的质量为

$$\left[\rho u + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} dx\right] dydz.$$

在 dt 时间内，与 X 轴垂直的两个面上所通过的流体使小立方体中总的质量的流出为：

$$\left[\rho u + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} dx\right] dydzdt - \rho u dydzdt = \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} dxdydzdt. \tag{5·27}$$

同理，在 Y 方向的两个面上，所流过的流体使小立方体中总的质量流出为：

$$\frac{\partial(\rho v)}{\partial y} dxdydzdt;$$

在 Z 方向两个面上所造成的质量流出为：

$$\frac{\partial(\rho w)}{\partial z} dxdydzdt.$$

将上面三个方向相加，则得到 dt 时间内小立方体中通过六个面所流出的流体的总质量为：

$$\left[\frac{\partial(\rho u)}{\partial x}+\frac{\partial(\rho v)}{\partial y}+\frac{\partial(\rho w)}{\partial z}\right]dxdydzdt.$$

根据质量守恒定律，从小立方体中流出的总质量必然等于小立方体中质量的减少．因小立方体体积是一定的，其中质量的减少只有通过密度的变化来实现．所以小立方体中 dt 时间内质量的减少为：

$$-\frac{\partial\rho}{\partial t}dxdydzdt.$$

根据质量守恒定律应有：

$$-\frac{\partial\rho}{\partial t}dxdydzdt=\left[\frac{\partial(\rho u)}{\partial x}+\frac{\partial(\rho v)}{\partial y}+\frac{\partial(\rho w)}{\partial z}\right]dxdydzdt.$$

化简则得：

$$\frac{\partial\rho}{\partial t}+\frac{\partial(\rho u)}{\partial x}+\frac{\partial(\rho v)}{\partial y}+\frac{\partial(\rho w)}{\partial z}=0. \tag{5·28}$$

(5·28)式表示空气密度的改变等于单位体积内质量的流出．上述方程称为连续方程．它是决定大气运动的一个基本方程．注意到

$$\frac{\partial(\rho u)}{\partial x}=\rho\frac{\partial u}{\partial x}+u\frac{\partial\rho}{\partial x},$$

$$\frac{\partial(\rho v)}{\partial y}=\rho\frac{\partial v}{\partial y}+v\frac{\partial\rho}{\partial y},$$

$$\frac{\partial(\rho w)}{\partial z}=\rho\frac{\partial w}{\partial z}+w\frac{\partial\rho}{\partial z},$$

以及空气密度的个别变化：

$$\frac{d\rho}{dt}=\frac{\partial\rho}{\partial t}+u\frac{\partial\rho}{\partial x}+v\frac{\partial\rho}{\partial y}+w\frac{\partial\rho}{\partial z}.$$

则方程(5·28)可改写为

$$\frac{d\rho}{dt}+\rho\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}\right)=0. \tag{5·29}$$

如果考虑流体是不可压缩的，这时密度不变，为一常数，例如水一般就具有这种性质．这时

$$\frac{d\rho}{dt}=0. \tag{5·30}$$

因此，对不可压缩流体，连续方程变为

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}=0. \tag{5·31}$$

式中 $\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}$ 称为流场在三度空间的散度．(5·31)式表示，当流体是不可压缩时，速度的散度为零．将方程(5·31)改写成

$$\frac{\partial w}{\partial z}=-\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right). \tag{5·32}$$

方程(5·32)表明空气密度不变时，垂直运动和水平运动的制约关系. 设有如图 5·9 所表示的长方形的空气块或空气柱. 令 δz 表示空气柱的垂直厚度，δA 表示空气柱的水平面积. 现在用方程 (5·32) 来考察这个空气柱的变化. 根据 (5·24)式，方程 (5·32) 左端 $\partial w/\partial z$ 表示空气柱垂直方向的相对伸长率，即

$$\frac{\partial w}{\partial z}=\frac{1}{\delta z}\frac{d(\delta z)}{dt}. \tag{5·33}$$

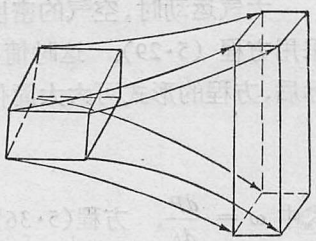


图 5·9 三维的散度示意图

当 $\frac{\partial w}{\partial z}>0$ 时，则 $\frac{d(\delta z)}{dt}>0$，表示空气柱在垂直方向伸长，如图 5·9 所示. 由 (5·32) 式可知，当空气柱在垂直方向伸长时，它的水平面积也会发生相应的变化. 因为根据式(5·32)，当 $\frac{\partial w}{\partial z}>0$ 时，显然有

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}<0.$$

根据(5·25)式，空气的水平散度表示水平面积的相对膨胀率，即有

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}=\frac{1}{\delta A}\frac{d(\delta A)}{dt}. \tag{5·33}'$$

这时，$\frac{d(\delta A)}{dt}<0$，表示空气柱的水平面积是收缩的，如图 5·9 所示. 相反，若 $\frac{\partial w}{\partial z}<0$，空气柱垂直方向是收缩的，则

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}>0.$$

表示水平面积是膨胀的.

为了进一步阐明三度空间速度的散度的物理意义，把式(5·33)和 (5·33)′ 相加，则有

$$\begin{aligned}\frac{\partial w}{\partial z}+\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}&=\frac{1}{\delta z}\frac{d(\delta z)}{dt}+\frac{1}{\delta A}\frac{d(\delta A)}{dt}\\&=\frac{1}{\delta z\cdot\delta A}\left[\delta A\frac{d(\delta z)}{dt}+\delta z\frac{d(\delta A)}{dt}\right]\\&=\frac{1}{\delta z\cdot\delta A}\frac{d(\delta A\cdot\delta z)}{dt}.\end{aligned}$$

式中 $\delta z\cdot\delta A$ 为空气柱的体积，用 $\delta\tau$ 表示. 因此有

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}=\frac{1}{\delta\tau}\frac{d(\delta\tau)}{dt}. \tag{5·34}$$

式(5·34)表明，三度空间速度的散度表示空气体积单位时间的相对变化率. 对不可压缩流体，由(5·31)式得：

$$\frac{d(\delta\tau)}{dt}=0. \tag{5·35}$$

上式表明，流体在运动过程中，同样空气质点所组成的体积是不变的. 这正表明了流体的不可压缩性. 因此，在成立(5·31)式的条件下，当空气柱出现垂直的压缩或膨胀时，总是由水平的膨胀或收缩相补偿，而其结果使组成空气柱的空气的体积不变.

三、垂直方向以气压为坐标的连续方程

大气运动时，空气的密度是变化的，连续方程不能直接采用方程(5·31)的形式，需要采用方程（5·29）. 这时情况要复杂一些，但如果把方程（5·29）变换到 X, Y, P, T 坐标后，方程的形式可大大简化，变换后的最后结果为：

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial \omega}{\partial p}=0, \tag{5·36}$$

式中 $\omega=\frac{dP}{dt}$. 方程(5·36)和方程(5·31)类似，同样可讨论空气柱的水平变化和垂直变化的关系. 不过在方程(5·36)中垂直方向以气压为坐标.

考虑如图 5·10 由空气质点所组成的空气柱，其厚度为 δP（这时空气柱的厚度以毫巴为单位）. 它在垂直方向上，单位时间内的相对伸长率为 $\frac{1}{\delta P}\frac{d(\delta P)}{dt}$. 根据与(5·33)式相似的结果，显然有

$$\frac{\partial \omega}{\partial p}=\frac{1}{\delta P}\frac{d(\delta P)}{dt}. \tag{5·37}$$

当 $\frac{\partial \omega}{\partial p}>0$ 时，则 $\frac{d(\delta P)}{dt}>0$，表示空气柱在垂直方向伸长. 当 $\frac{\partial \omega}{\partial p}<0$ 时，则相当于空气柱以气压为单位的垂直厚度收缩.

将方程(5·36)改写为

$$\frac{\partial \omega}{\partial p}=-\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right).$$

利用式(5·37)，则有

$$\frac{1}{\delta P}\frac{d(\delta P)}{dt}=-\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right). \tag{5·38}$$

(5·38) 式表明，由空气质点组成的空气柱在垂直方向的厚度(以气压为单位)的伸长和收缩，是分别和气流的水平辐合和辐散相联系的.

如果所考察的空气柱的下边界是地面，在地面，存在着条件[1]

$$P=P_0 \text{ 时}, \quad \omega=0,$$

即在地面空气的垂直运动为零. 即接触地面的空气柱的下边界不能发生垂直方向上的运动. 在这种情况下，当空气柱发生垂直方向的伸长和收缩时，只能是它的上部边界发生上升和下沉运动，而它的下部边界不动.

如图 5·10，空气柱的下边界和地面接触，在空气柱的底面，$\omega=0$. 当水平运动为辐

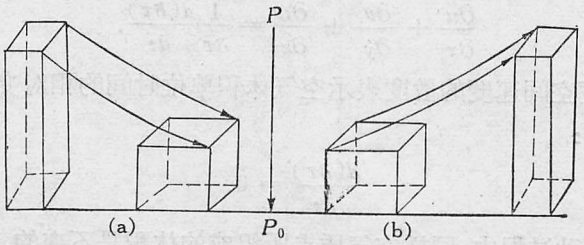


图 5·10　空气柱的压缩(a)与伸长(b)

1) 这个边界条件并不是严格的.

散时，即 $\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}>0$ 时，根据(5·38)式，这时 $\frac{d(\delta P)}{dt}<0$，表示空气柱的垂直厚度收缩．因为底面不动，所以必须通过空气柱顶部边界的下沉运动来实现，如图 5·10(a)．当水平运动为辐合时，即 $\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}<0$，这时 $\frac{d(\delta P)}{dt}>0$ 空气柱的垂直厚度伸长，由于下边界不动，顶部必须出现上升运动，如图 5·10(b)．

这就说明了，当在地面图上观察到明显的气流辐合时，则在辐合层的上部出现上升运动，例如气旋里就是这情况；当地面图上观察到气流辐散时，则在辐散层的上部有下沉运动，例如反气旋里就有这情况．从上面分析可以看出，水平散度和垂直运动是紧密联系在一起的．

辐散、辐合不仅和垂直运动相联系，而且和非地转风有很密切的关系．

在讨论自由大气的特点时，曾经指出，自由大气中流场近似满足地转风，即

$$u_g=-\frac{1}{f}\frac{\partial \Phi}{\partial y},\qquad v_g=\frac{1}{f}\frac{\partial \Phi}{\partial x}.$$

式中 Φ 为位势高度，$f=2\Omega\sin\varphi$，在地转风的条件下，f 是一常数，这样的水平散度，为

$$\frac{\partial u_g}{\partial x}+\frac{\partial v_g}{\partial y}=-\frac{1}{f}\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial \Phi}{\partial y}\right)+\frac{1}{f}\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial \Phi}{\partial x}\right)=0. \tag{5·39}$$

上式表明当大气满足地转风时，水平散度为零．因此，大气中的水平辐合和辐散都是非地转风引起的．

垂直运动总是和水平运动的辐散、辐合联系在一起．当大气中各等压面上的水平辐散均为零时，显然大气中也不会有垂直运动，因此大气中出现垂直运动，也是和非地转风分不开的．

四、长波槽脊中水平散度和垂直运动分布的基本特点

实际大气中，天气系统是多种多样的，但在中纬度长波槽脊是基本的天气系统．下面给出长波槽脊中辐散辐合和垂直运动的分布的特点，它是根据大气长波槽脊中实际流场的观测结果计算出来的．

图 5·11 是东西方向的剖面图．从图 5·11 可以看出，在长波槽前，对流层上层是辐散

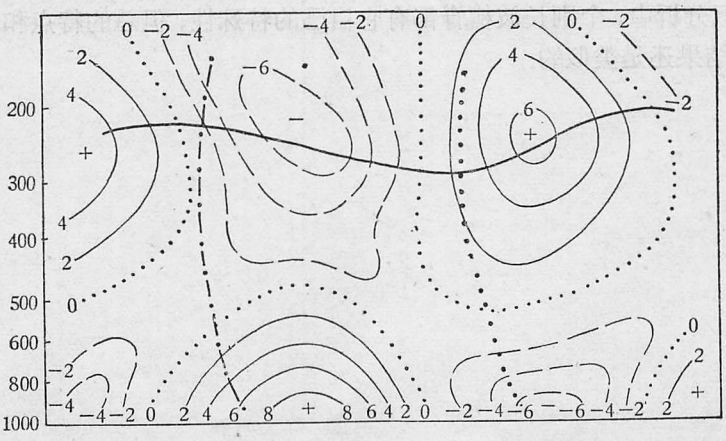


图 5·11　长波槽(粗点线)脊(断点线)与水平散度的关系

的，下层是辐合的；在长波槽后和脊前，对流层上层是辐合的，下层是辐散的．高层的辐合、辐散的最大值在对流层顶高度处．图 5·11 中，实线为对流层顶．在对流层下层，辐散、辐合最大值在地面．不论在槽前还是槽后，在上层辐散和下层辐合以及上层辐合和下层辐散之间，均有一个散度为零的层次，它的高度大概在 600 毫巴左右．尽管散度为零的等值线不是水平的，但在 600 毫巴等压面高度附近，水平散度近于零．我们常常把这一高度看成是无辐散层．

由水平辐合、辐散分布的特点，用连续方程可推测垂直运动的分布．在槽前对流层下层是辐合的，上层是辐散的，因而在槽前将存在上升运动；在槽后和脊前，对流层下层是辐散的，上层是辐合的，在这里将存在下沉运动．冬季长波槽脊东西向的剖面见图 5·12．从图 5·12 看出，槽前是上升运动，槽后为下沉运动，这是和槽前、槽后的辐散、辐合分布相一致的．由于位温随高度增加，在 10 公里高度以下的对流层，槽线对应着冷区，脊线对应着暖区；在 10 公里以上的平流层则相反，在槽线附近是暖区，脊线附近是冷区．在槽线附近，对流层顶高度较低，脊线附近，对流层顶高度较高．在长波槽前后，对流层顶可出现不连续现象．

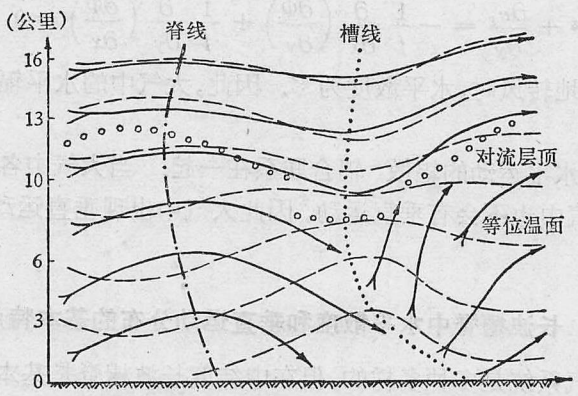


图 5·12　冬季长波槽脊的东西向剖面

（流线代表东西向的分速和垂直速度的合成风速；虚线代表等位温面，等位温面上凸处代表冷区，下凹处代表暖区；小圈线表示对流层顶；图中水平尺度的比例是垂直尺度的 200 倍）

在实际天气分析中，个别长波槽脊都有它自己的特殊性，但总的特点和图 5·11 和图 5·12 所给出的结果还是类似的．

第六章　天气系统变化的理论基础

第一节　涡度的基本概念及其表示方法

在每天的天气图上，不论是高空图还是地面图，天气系统的运动形式大都呈涡旋状或波状，例如气旋，台风是气旋式涡旋，寒潮冷高压、副热带高压则为反气旋式涡旋．因此，研究涡旋运动发生、发展及其移动的规律，直接关系到天气系统的发生、发展和移动，对实际天气预报有着重要的意义．

在讨论固体的平移运动时，可以用线速度来表征它；而对于旋转运动，则用角速度来表征．对于流体的旋转运动也必须有相应的物理量来表示，这个物理量就是涡度，它表示了流体旋转的程度．

图 6·1 中，(a)是沿 Y 方向的风速 v 沿 X 方向的分布，图中 v 沿 X 方向是增加的，也就

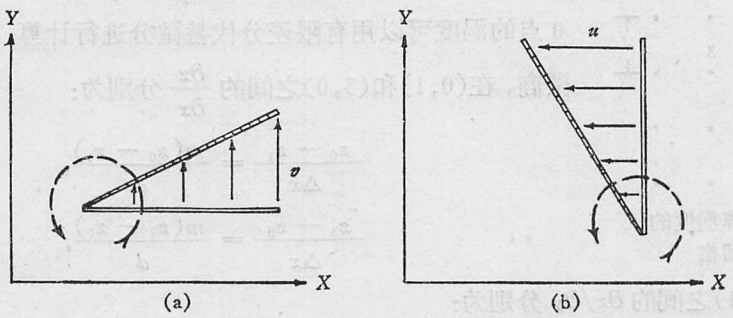


图 6·1　速度场分布的两种形式

(a) $\frac{\partial v}{\partial x}>0$ 的情况　　(b) $-\frac{\partial u}{\partial y}>0$ 的情况

是 $\frac{\partial v}{\partial x}>0$．在这种速度场的分布下，一块流体起始时刻如双实线所示，过了一段时间后就会移到图中斜线所示的位置，显然流体产生了一个旋转运动．同样图 6·1(b) 表示 X 方向风速 u 沿 Y 方向的分布．图中 u 逆 X 方向，是负的．可以看出，在这种情况下 $-u$ 沿 Y 方向增加，即 $\frac{\partial(-u)}{\partial y}=-\frac{\partial u}{\partial y}>0$，流体过了一段时间后就会转到图中斜线的位置，亦产生了一个旋转运动．无论是(a)或(b)都是反时针旋转，亦即气旋式旋转．取这种方向的旋转为正；顺时针旋转，即反气旋式旋转为负．流体的涡旋运动就是上述这两种运动之和，称为涡度，以 ζ 表示涡度，有

$$\zeta=\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y}. \tag{6·1}$$

(6·1)式是涡度的表达式，它表示了流体旋转的程度．

以上讨论的是在直角坐标中涡度的表达式．应用(6·1)式，可以从观测到的风场计算每一点的涡度。这里要用到实测风在 X 方向和 Y 方向的分量，因此在实际工作中应用起

来颇不方便．如果引入地转风近似，将风场用等压面的高度梯度表示，就可以简化计算．这样得到的涡度称为地转涡度，用符号 ζ_g 表示之．

等压面上的地转风公式有

$$v_g = \frac{g}{2\Omega \sin\varphi}\frac{\partial z}{\partial x}, \qquad u_g = -\frac{g}{2\Omega \sin\varphi}\frac{\partial z}{\partial y}.$$

代入(6·1)式，不考虑 $\sin\varphi$ 沿 Y 方向的变化．则有

$$\frac{\partial v_g}{\partial x} = \frac{g}{2\Omega \sin\varphi}\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}, \qquad -\frac{\partial u_g}{\partial x} = \frac{g}{2\Omega \sin\varphi}\frac{\partial^2 z}{\partial y^2},$$

由此得地转涡度 ζ_g 为：

$$\zeta_g = \frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y} = \frac{g}{2\Omega \sin\varphi}\left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2}\right). \tag{6·2}$$

(6·2)式为地转涡度表达式．由等压面上的位势场分布，可算出地转涡度．在实际应用时常把微分形式写成差分格式，最常用的网格是正方形网格，如图 6·2 所示．网格点距离为 d，由于在天气图底图上各地的地图放大率是不同的，所以要引进放大率的因子 m．根据放大率的定义，对正方形网格有

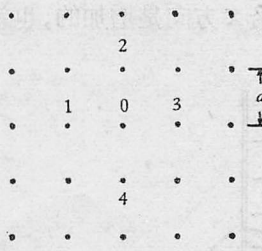


图 6·2　计算涡度的正方形网格

$$m\Delta x = m\Delta y = d.$$

0 点的涡度可以用有限差分代替微分进行计算，先计算一级微商，在(0,1)和(3,0)之间的 $\frac{\partial z}{\partial x}$ 分别为：

$$\frac{z_0 - z_1}{\Delta x} = \frac{m(z_0 - z_1)}{d},$$

$$\frac{z_3 - z_0}{\Delta x} = \frac{m(z_3 - z_0)}{d}.$$

在(2,0)和(0,4)之间的 $\partial z/\partial y$ 分别为：

$$\frac{z_2 - z_0}{\Delta y} = \frac{m(z_2 - z_0)}{d},$$

$$\frac{z_0 - z_4}{\Delta y} = \frac{m(z_0 - z_4)}{d}.$$

再计算二级微商，在 0 点的 $\partial^2 z/\partial x^2$ 和 $\partial^2 z/\partial y^2$ 分别为：

$$\frac{\dfrac{m(z_3 - z_0)}{d} - \dfrac{m(z_0 - z_1)}{d}}{\Delta x} = \frac{m^2(z_1 + z_3 - 2z_0)}{d^2},$$

$$\frac{\dfrac{m(z_2 - z_0)}{d} - \dfrac{m(z_0 - z_4)}{d}}{\Delta y} = \frac{m^2(z_2 + z_4 - 2z_0)}{d^2}.$$

把上两式相加，代入地转涡度表达式(6·2)得：

$$\zeta_g = \frac{m^2 g}{2\Omega \sin\varphi}\left[\frac{(z_1 + z_2 + z_3 + z_4) - 4z_0}{d^2}\right]. \tag{6·3}$$

用(6·3)式即可从等压面高度计算地转涡度．图 6·3 给出一个计算地转涡度的例子，格距 $md = 300$ 公里．读者可以自行计算 0 点的地转涡度．

某一点的涡度除了用上述方法进行定量计算外，还可以根据等压面上位势场分析作

定性的估计，这时应用自然坐标是比较方便的. 自然坐标就是把座标取得和该点的流场相合. 如图 6·4(a) 所示，在 A 点取 S 轴与流线相切并顺流线方向，n 轴与 S 轴垂直，由高压指向低压（在北半球），O 点为流线的曲率中心. 这种坐标系相当于把直角坐标 '$x-y$' 移动一个位置. 如果把 x 轴和 S 轴相重合，则 y 轴就和 n 轴相重合. 在这种坐标系中，因为取 S 方向和流线相切，所以只有 S 方向有风速分量，在 n 方向风速分量为零. 这样 S 方向的风速即以全风速，以 C 表示之.

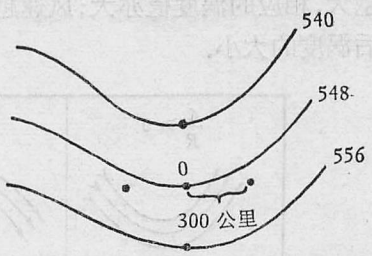


图 6·3 计算地转涡度的例子

下面把直角坐标中涡度的表达式 (6·1) 转换到自然坐标. 计算 A 点的涡度，在 A 点的 $\partial v/\partial x$ 为

$$\frac{\partial v}{\partial x}=\frac{\Delta v}{\Delta s}. \tag{6·4}$$

由图 6·4(b) 可看出，当 α 很小时，A 点和 B 点很接近，$\Delta s=\alpha R$，R 是流线的曲率半径. 而 A，B 两点速度差 Δv 为：

$$\Delta v=v_A\alpha=v_B\alpha=C\alpha.$$

这是流线呈气旋式曲率的情形 [即图 6·4(a) 所表示的情况]. 如果流线呈反气旋式曲率，读者可以自行证明，这时 $\Delta v=-C\alpha$. 将上述结果代入(6·4)式，得

$$\frac{\partial v}{\partial x}=\pm\frac{C\alpha}{\alpha R}=\pm\frac{C}{R}\ \begin{matrix}(\text{气旋式})\\(\text{反气旋式})\end{matrix}. \tag{6·5}$$

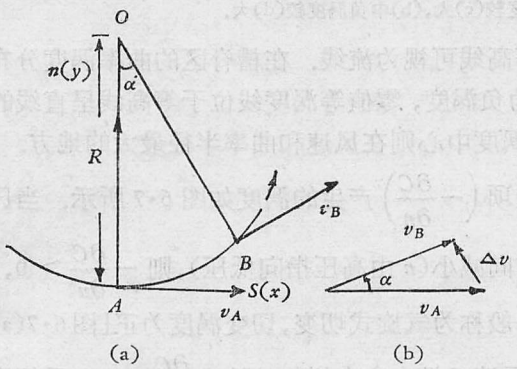


图 6·4 (a)自然坐标系，(b)在自然坐标系中 A 点与 B 点的风速差

式中正号表示流线呈气旋式弯曲的情况，负号为流线呈反气旋弯曲的情况. 为了方便起见，可以将(6·5)式写成：

$$\frac{\partial v}{\partial x}=\frac{C}{R}, \tag{6·5}'$$

而给曲率半径 R 规定正负号，当流线呈气旋式弯曲时 R 取正值，呈反气旋弯曲时 R 取负值. 这和(6·5)式表示的意思是一样的.

在 A 点的 $-\partial u/\partial y$ 为：

$$-\frac{\partial u}{\partial y}=-\frac{\partial C}{\partial n}, \tag{6·6}$$

合并 (6·5)′ 和 (6·6) 式，得到 A 点涡度在自然坐标中的表达式：

$$\zeta=\frac{C}{R}-\frac{\partial C}{\partial n}. \tag{6·7}$$

(6·7)式表明，一点的涡度由两部分组成. 一部分是由流线的曲率(C/R)项引起的，有时称它为曲率涡度. 另一部分为 $-\partial C/\partial n$，是由流场的切变引起的，有时称它为切变涡度. 下面分别讨论之.

图 6·5 为曲率项产生涡度的示意图. 由曲率项的表达式 C/R 可看出，当流线呈气旋

式曲率时，涡度为正．呈反气旋曲率时，涡度为负．流线弯曲得越显著，即$1/R$越大，涡度也越大．应该指出，涡度值的大小还决定于风速的大小．在流线具有相同的曲率时，风速越大，相应的涡度值亦大；风速越小，相应的涡度值亦小．图 6·5(c)，(d) 给出了考虑风速后涡度的大小．

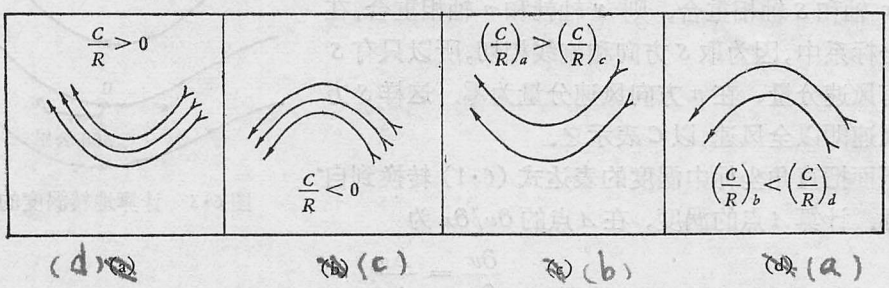


图 6·5　曲率项(C/R)产生的涡度

(a) 正曲率涡度，(b)负曲率涡度，(c)，(d) 中流线的曲率分别与(a)，(b)相同，但风速 C 较小，因此(a)中的正涡度较(c)大，(b)中负涡度较(d)大．

在高空图上，如应用地转风近似，则等高线可视为流线．在槽脊区的曲率涡度分布大致如图 6·6 所示，在槽区为正涡度，脊区为负涡度，零值等涡度线位于等高线呈直线的地区，正负涡度中心则在风速和曲率半径最大的地方．

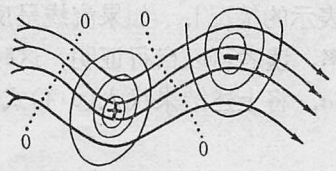
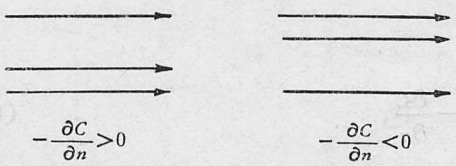


图 6·6　在槽脊区中曲率涡度的分布

(注意涡度中心与涡度零线与等高线的关系)(细实线为等涡度线，粗实线为等高线)

切变项$\left(-\frac{\partial C}{\partial n}\right)$产生的涡度如图 6·7 所示．当风速 C 沿 n 方向减小(n 由高压指向低压)，则 $-\frac{\partial C}{\partial n}>0$，这种情况一般称为气旋式切变，切变涡度为正[图 6·7(a)]．反之，当风速 C 沿 n 方向增加，则 $-\frac{\partial C}{\partial n}<0$，反气旋切变，切变涡度为负 [图 6·7(b)]．切变涡度在高空急流的两侧表现得最明显．在西风急流轴上风速最大，因此在西风急流轴的北侧风速为气旋式切变，正涡度．急流轴的南侧风速为反气旋式切变，负涡度．零值等涡度线大致和最大风速轴重合 (图 6·8)．低纬度的东风急流情况刚好和上述相反．急流北侧为负涡度，急流南侧为正涡度．



(a)气旋式切变(正涡度)　(b)反气旋式切变(负涡度)

图 6·7　切变项产生的涡度

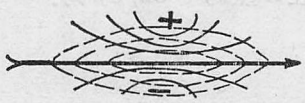


图 6·8　西风急流轴两侧切变涡度的分布

(细虚线为等风速线，细实线为等涡度线)

实际天气图上的涡度是由曲率涡度和切变涡度组成，因此天气系统中涡度的分布也比较复杂．一般说来，在槽脊区中涡度分布和图 6·6 相似，但在很多情况下有例外，尤其是当等高线有明显的汇合或散开时，因为这时风速沿急流轴有显著的变化，相应的切变涡度分布也有很大的变化．作为例子，我们分析一下等高线在槽线附近散开，一般称为疏散

槽的情况(图 6·9). 先考虑曲率项，曲率涡度正值大致在槽线附近，但由于槽线附近风速较小，因此曲率涡度值也不大[图 6·9(a)]. 而急流轴的风速在槽后最强，因此相应的切变涡度也在槽后急流轴的北侧最大[图 6·9(b)]. 两者叠加结果如图 6·9(c) 所示. 正涡度中心不位于槽线附近而在槽的后部. 同样，对于等高线汇合的槽而言，正涡度将位于槽前.

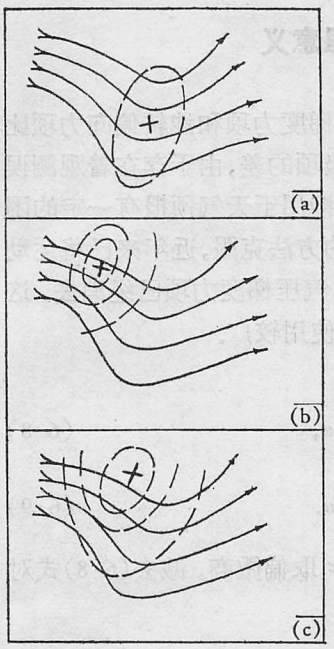


图 6·9 疏散槽中涡度的分布: (a)曲率涡度的分布 (b)切变涡度的分布(c)两项之和的涡度的分布

图 6·10 是实际高空等压面上地转涡度分布的一个例子. 在槽区大致为正涡度，脊区为负涡度，正负涡度中心和槽脊线基本上一致.

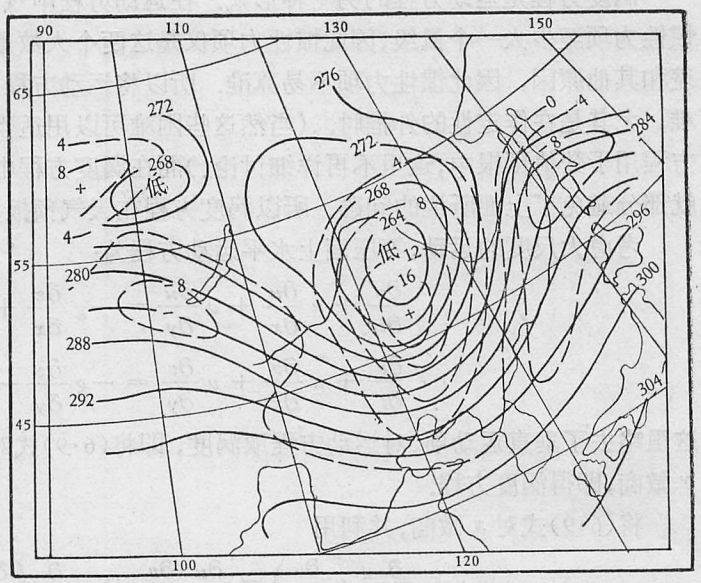


图 6·10 1958 年 3 月 13 日 700 毫巴图及地转涡度分布
(细实线为等高线，断线为等涡度线，单位: 10^{-5}秒$^{-1}$)

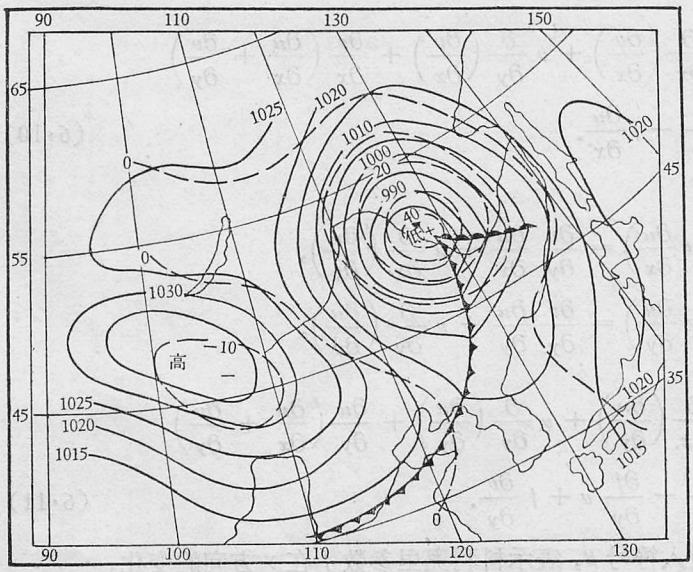


图 6·11 1958 年 3 月 13 日地面图及相应的地转涡度
(细实线为等压线，断线为等涡度线，单位: 10^{-5}秒$^{-1}$)

在地面图上，等压线呈闭合型式. 气流绕低压中心作反时针旋转或绕高压中心作顺时针旋转，因此在一般情况下，曲率涡度是涡度的主要部分，正负涡度中心和地面气旋、反气旋中心近于重合. 图 6·11 表示了这种情况，低压中心附近为正涡度中心，高压中心附近为负涡度中心. 等涡度线和等压线的走向基本上相同，差别很小.

以上讨论的是从给定的风场或等压面高度场分析涡度分布的方法．这样分析得出的结果并没有预报意义．要预报天气系统的变化就必须讨论涡度随时间的变化．为此，需要从运动方程出发，推出表示涡度随时间变化的方程，然后把它用于预报．

第二节　涡度方程及其各项的物理意义

涡度方程是运动方程的另一种形式．在运动方程中气压梯度力项和地转偏向力项比惯性力项至少大一个量级，因此惯性力项仅是这两个大数量级项的差，由于存在着观测误差和其他原因，因此惯性力项不易算准．所以将运动方程直接用于天气预报有一定的困难，尤其是在作定性的外推时．（当然这些困难可以用适当的方法克服，近年来已将运动方程用于数值预报中，这里不再详细讨论．）而在涡度方程中，气压梯度力项已经消去，这就部分避免了上面所说的问题．所以涡度方程在天气预报上使用较广．

考虑大尺度的运动，等压面上水平运动方程为：

$$\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}=-g\frac{\partial z}{\partial x}+fv, \tag{6·8}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+u\frac{\partial v}{\partial x}+v\frac{\partial v}{\partial y}=-g\frac{\partial z}{\partial y}-fu. \tag{6·9}$$

这里略去了垂直运动项，对运动方程取涡度，即将(6·9)式对 x 取偏微商，减去(6·8)式对 y 微商，即得涡度方程．

将(6·9)式对 x 微商，并利用

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(u\frac{\partial v}{\partial x}\right)=\frac{\partial u}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial x}+u\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial v}{\partial x}\right),$$

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(v\frac{\partial v}{\partial y}\right)=\frac{\partial v}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial y}+v\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial v}{\partial x}\right).$$

则有

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial v}{\partial x}\right)+u\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial v}{\partial x}\right)+v\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial v}{\partial x}\right)+\frac{\partial v}{\partial x}\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)$$
$$=-g\frac{\partial}{\partial x}\frac{\partial z}{\partial y}-f\frac{\partial u}{\partial x}. \tag{6·10}$$

将(6·8)式对 y 微商，并利用

$$\frac{\partial}{\partial y}\left(u\frac{\partial u}{\partial x}\right)=\frac{\partial u}{\partial y}\frac{\partial u}{\partial x}+u\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial u}{\partial y}\right),$$

$$\frac{\partial}{\partial y}\left(v\frac{\partial u}{\partial y}\right)=\frac{\partial v}{\partial y}\frac{\partial u}{\partial y}+v\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial u}{\partial y}\right),$$

则有

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)+u\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)+v\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)+\frac{\partial u}{\partial y}\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)$$
$$=-g\frac{\partial}{\partial x}\frac{\partial z}{\partial y}+\frac{\partial f}{\partial y}v+f\frac{\partial v}{\partial y}. \tag{6·11}$$

将(6·10)式减去(6·11)式，并引入符号 β，表示科利奥里参数 f 在 y 方向的变化，

$$\beta=\frac{\partial f}{\partial y}=\frac{2\Omega\cos\varphi}{a},$$

式中 a 为地球半径，得

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t}+u\frac{\partial \zeta}{\partial x}+v\frac{\partial \zeta}{\partial y}+\zeta\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)=-\beta v-f\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right).$$

上式经过移项后即得涡度方程：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t}+u\frac{\partial \zeta}{\partial x}+v\frac{\partial \zeta}{\partial y}+\beta v+(f+\zeta)\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)=0. \tag{6·12}$$

方程中包含有涡度随时间变化项，因此可以用于预报．对于大尺度的大气运动，f 的量级为 10^{-4} 秒$^{-1}$，而 ζ 的量级为 10^{-5} 秒$^{-1}$，因此 $f>\zeta$．方程(6·12)左端最后一项中 ζ 与 f 相比可以略去．（应当指出，在涡度较强的地区，特别是在强的反气旋区域，这种简化将导致较大的误差．）这样(6·12)式可写成：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t}=-\left(u\frac{\partial \zeta}{\partial x}+v\frac{\partial \zeta}{\partial y}\right)-\beta v-f\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right). \tag{6·13}$$

这是处理大尺度运动时应用的涡度方程，从(6·13)式可看出，某一点涡度的局地变化决定于三个因子：涡度平流、地球自转涡度平流和气流的辐合辐散（称为散度）．下面分别讨论这三项的意义．

一、涡度平流项

以符号 A_ζ 表示之，则有 $A_\zeta=-\left(u\frac{\partial \zeta}{\partial x}+v\frac{\partial \zeta}{\partial y}\right)$．（严格的说，这一项应称为相对涡度平流，以和绝对涡度平流相区别，这里简称为涡度平流，以后凡未注明，涡度平流就是相对涡度平流．）根据“平流”的定义可知，涡度平流就是空气作水平运动时产生的涡度局地变化．如图 6·12 所示，在正涡度平流的情况下［图 6·12(a)］，未来 A 点上游的正涡度系统将随着气流平移影响 A 点，其值比 A 点原有的涡度大，因此是正涡度平流．而在图 6·12(b) 中，未来影响 A' 点的涡度值比 A' 点原有的涡度值为小，所以是负涡度平流．

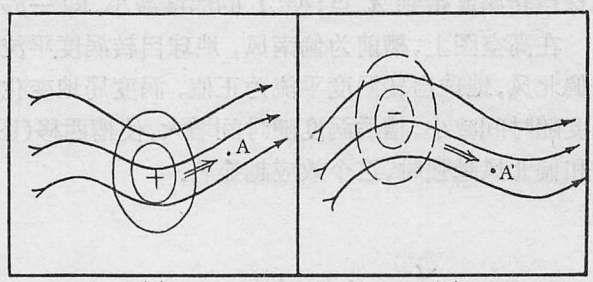


图 6·12 (a) 正涡度平流 (b) 负涡度平流
（粗实线为等高线，细实线为正涡度线，细虚线为负涡度线，箭头表示涡度系统平流的方向）

从涡度平流的表达式可看出，涡度平流的强弱决定于涡度梯度和风速及两者间的交角．如果把涡度平流写成自然坐标的形式，有

$$A_\zeta=-\left(u\frac{\partial \zeta}{\partial x}+v\frac{\partial \zeta}{\partial y}\right)=-C\frac{\partial \zeta}{\partial s}. \tag{6·14}$$

应用地转近似，$C=\frac{g}{f}\frac{\partial z}{\partial n}$，则有

$$A_\zeta=-\frac{g}{f}\frac{\partial z}{\partial n}\frac{\partial \zeta}{\partial s}.$$

当分析的等高线和等涡度线间隔值一定时，有

$$A_\zeta=\frac{g\Delta z\Delta \zeta}{f}\cdot\frac{1}{\Delta n\Delta s}. \tag{6·15}$$

从图 6·13 可以看出，$\Delta n\Delta s$ 为等涡度线和等高线组成的平行四边形 $ABCD$ 的面积，所以涡度平流值的大小是和平行四边形面积成反比．平行四边形面积越小，涡度平流值越大，平行四边形面积越大，涡度平流值越小．等高线与等涡度线相重合时平行四边形面积为无限大，涡度平流为零．

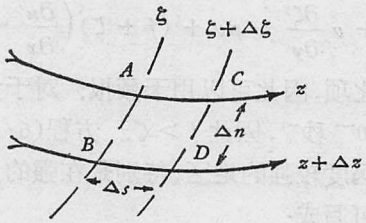


图 6·13　等高线和等涡度线组成的平行四边形

二、地球自转涡度平流项（$-\beta v$）

上述都是根据相对于地面的风速（即观测到的风速）计算的涡度称为相对涡度．当大气相对于地球为静止时，相对涡度 ζ 为零．但这时大气随地球旋转，它应和地球有同一涡度．地球自转垂直方向 z 的涡度为：$f = 2\Omega\sin\varphi$，是纬度的函数．在低纬度，φ 小，$2\Omega\sin\varphi$ 小．在赤道 $\varphi = 0$，地球自转涡度为零．在高纬度 φ 大，$2\Omega\sin\varphi$ 亦大；在极地 $\varphi = 90°$，地球自转涡度为 2Ω．$-\beta v$ 项为地球自转涡度平流项，由于地球自转涡度只是纬度的函数，因此，当存在北风时 $v < 0$，从图 6·14 可看出，北风将高纬大的地球自转涡度带到 A 点，使 A 点的涡度增加，即 $-\beta v > 0$．反之当南风时，$v > 0$，南风将低纬小的地球自转涡度带到 A' 点，使 A' 的涡度减小，即 $-\beta v < 0$．

在高空图上，槽前为偏南风，地球自转涡度平流为负．使涡度局地变化小于零，槽后为偏北风，地球自转涡度平流为正值，涡度局地变化大于零．因此这一项的作用是在槽前涡度随时间减小，槽后涡度随时间增大，使槽西移（图 6·15）．当槽的尺度越大，槽前后偏南和偏北风越强时，这个效应越显著．

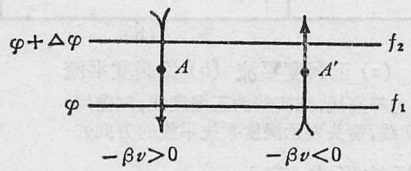


图 6·14　地球自转涡度平流
（箭头为风速，实线为等地球自转涡度线）

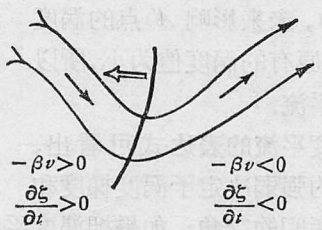


图 6·15　地球自转涡度平流对高空槽移动（双箭头）的影响

三、散度项 $\left[-f\left(\dfrac{\partial u}{\partial x}+\dfrac{\partial v}{\partial y}\right)\right]$

这一项和科利奥里参数 f 有关．它是由地球上地转偏向力引起的．图 6·16(a) 表示气流向中心辐合的情况，由于地转偏向力是与气流方向垂直并指向右方（在北半球）．这时空气质点在受力的方向上将产生加速度，这个加速度使空气质点作气旋式旋转．因此，水

平气流辐合将使涡度随时间增加．在相反的情形下，当气流作水平辐散时，如图 6·16(b)，这时地转偏向力所造成的空气质点的加速度是作反气旋式旋转的．因此，水平辐散将使涡度随时间减小．

分析散度项的表达式也可以得到上述结果．当气流水平辐散时，$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}>0$，则 $-f\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)<0$，涡度随时间减小．相反，当水平辐合时，$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}<0$，则 $-f\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)>0$，涡度随时间增加．应该指出，这里指的是非地转风产生的辐合、辐散，也就是实测风的辐合、辐散，所以这一项表示的是非地转运动对于涡度局地变化的贡献．

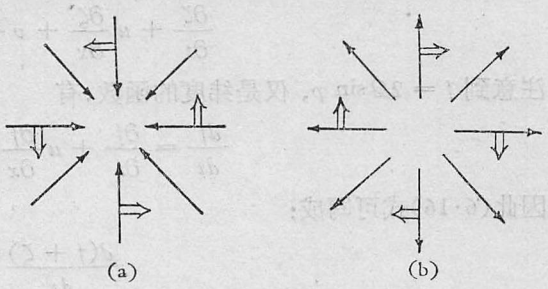


图 6·16　气流(单箭头)辐合(a)和辐散(b)时所受的地转偏向力(双箭头为地转偏向力)

涡度方程概括了大气大尺度运动的一般规律，是天气预报的理论基础之一．所以不但要了解方程中各项的意义，更重要的是应该用它来解决预报中的问题．下面用涡度方程来讨论长波的移动问题．

第三节　绝对涡度守恒和大气长波

考虑比较简单的情形，就是散度比较小，在涡度方程中可以将散度项略去．在实际大气中，在一定条件下这种情况是存在的．我们知道大气可以近似地看作不可压缩的(指在处理某些大尺度运动时，可以把大气考虑成近似不可压缩的．在某些问题上，如能量平衡，大气的可压缩性不能略去)．如果在大气下层有辐散，高层就有辐合来补偿；相反，如果大气下层辐合，高层就会产生辐散（图 6·17)．这就是所谓“补偿原理”．在下层辐散（辐合）高层辐合（辐散）的情况下，在中层就有散度很小的一层，这一层称为准无辐散层．在实际大气中，准无辐散层可能不止一层．而且在各地的高度也不同．图 6·17 是最简单的例子．对实际资料计算的结果指出，无辐散层大致在 600—500 毫巴等压面之间．也就是说，在 600—500 毫巴附近散度的量级较小．当然这并不排斥在个别地区的散度数值可以很大．不过如果考虑的是大尺度天气系统，那末这种零星分布而数值较大的散度场对大尺度系统的作用是不大的．在大尺度运动的意义上，还是可以认为600—500毫巴是准无辐散层．实践结果表明，把500毫巴作为无辐散层，用涡度方程预报天气系统的变化，在很多时候基本上是可用的．这就说明，这样作至少是

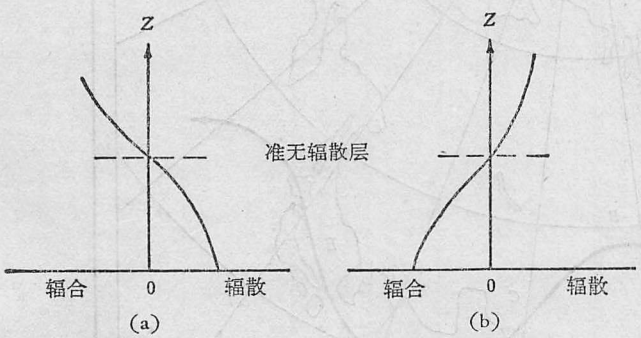


图 6·17　补偿原理示意图(大气中最可能的散度垂直分布)

部分正确的.

将涡度方程用于准无辐散层,略去散度项,方程(6·13)为:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t}+u\frac{\partial \zeta}{\partial x}+v\frac{\partial \zeta}{\partial y}+\beta v=0, \tag{6·16}$$

注意到 $f=2\Omega\sin\varphi$, 仅是纬度的函数,有

$$\frac{df}{dt}=\frac{\partial f}{\partial t}+u\frac{\partial f}{\partial x}+v\frac{\partial f}{\partial y}=\beta v,$$

因此(6·16)式可写成:

$$\frac{d(f+\zeta)}{dt}=0. \tag{6·17}$$

(6·17)式中 ζ 为相对涡度, f 为地球自转涡度. $f+\zeta$ 为绝对涡度,它表示在绝对坐标系(不随地球旋转的坐标系)中大气所具有的涡度. 将(6·17)式对时间积分,得

$$f+\zeta=\text{常数}. \tag{6·18}$$

说明在无辐散的情况下,空气质点的绝对涡度不随时间改变,称为绝对涡度守恒. (6·17)式中绝对涡度是对时间 t 取全微分,因此绝对涡度守恒是对固定的空气质点来说的,而不是绝对涡度的分布守恒;换言之,就是空气质点在运动过程中绝对涡度不变,其值为一常数,该常数值由起始时刻空气质点具有的绝对涡度决定. 即 $f_0+\zeta_0=$ 常数. f_0 和 ζ_0 为起始时刻空气质点的地球自转涡度和相对涡度.

前面已经指出,相对涡度包括切变涡度和曲率涡度两部分. 假定空气质点在移动过程中,切变涡度很小,可以不计,则(6·18)式可以写成:

$$\frac{C}{R}+f=\text{常数}. \tag{6·19}$$

如图 6·18 所示,西风气流中某气块在 A 点受到扰动,使其往东北方向运行,这时由于 f 增大,按照绝对涡度守恒原理,气块的相对涡度将减小,因此将逐渐增加反气旋弯曲.到

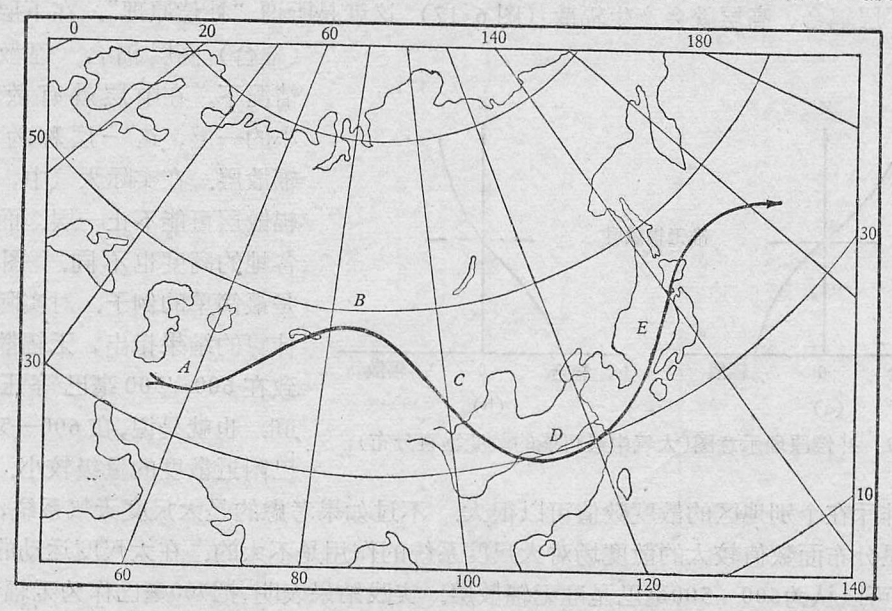


图 6·18 空气块 A 在西风气流下受到南北向扰动后的路径

达 B 点后，由于反气旋弯曲的作用，使其往南运行．往南后，气块的相对涡度将增加，因而反气旋弯曲逐渐减小，到 C 点转化为直线运动．再往南，就开始作气旋式弯曲，到 D 点气旋式弯曲达最大，而后又转向东北方向运行．由于气旋式涡度的减小，到 E 点后将重复 A 点的运动，如此循环往复，使质点的运动类似于正弦式波动．这和西风带中长波系统的形式很相似．这样就说明了长波系统产生的物理背景．

长波系统移动的规律可以从(6·16)式分析出来，将(6·16)式写成：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\left(u\frac{\partial \zeta}{\partial x} + v\frac{\partial \zeta}{\partial y}\right) - \beta v = A_\zeta - \beta v. \tag{6·20}$$

从式中可以看出，长波系统涡度的变化 $(\partial\zeta/\partial t)$ 决定于相对涡度平流 (A_ζ) 和地球自转涡度平流 $(-\beta v)$．在第二节中已指出，前者使槽向东移，后者使槽向西移．当相对涡度平流 A_ζ 的作用大于地球自转涡度平流 $-\beta v$ 的作用时，则槽是东移的，但移速比单纯由相对涡度平流 A_ζ 所造成的向东移速要小．当地球自转涡度平流 $-\beta v$ 的作用比相对涡度平流的作用大时，则槽西移，如果两者作用相等，则槽静止．

因此长波槽向东移还是向西移决定于相对涡度平流和地球自转涡度平流的相对大小．地球自转涡度平流的大小 $(-\beta v)$ 与槽前偏南风和槽后偏北风的强度成正比．而相对涡度平流的大小，除去决定于槽前偏南风和槽后偏北风的强度外，还决定于系统的水平尺度．如图 6·19 所示，我们把前后两个脊线之间的距离称为波长 (L)．在同样强度的槽前偏南风、槽后偏北风的情况下，波长愈大，槽脊线附近等高线的曲率愈小，槽的相对涡度愈小（这里只讨论相对涡度主要是曲率涡度的情况），它的相对涡度平流的数值也因而减小．因此，在同样强度的槽前偏南风和槽后偏北风的条件下，对于不同波长的系统，它的地球自转涡度平流的数值是一样的，而它的相对涡度平流的大小是不一样的，波长愈长，相对涡度平流愈小．这样，在长波系统中，地球自转涡度平流和相对涡度平流的相对大小，主要决定于长波的波长，当波长愈长时，地球自转涡度平流的重要性愈大．前面讨论已经指出，西风槽中，地球自转涡度平流的作用是造成系统西移的．显然，随着波长的增大，系统的东移速度将减小，波长增大到一定程度后，系统将转化为向西移动．

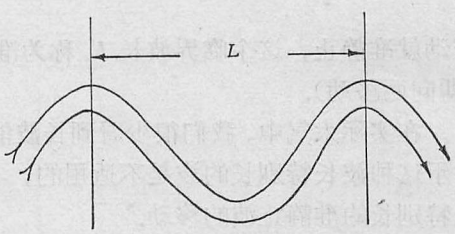


图 6·19　相对涡度(平流)与波长的关系

把长波视为在平直西风气流 U 上叠加的扰动，如图 6·19 所示的流场可以认为是下列两种流场叠加的结果：

平直西风气流：　U

南北方向气流：　$V = A\sin\frac{2\pi}{L}(x - ct)$　　(6·21)

式中 L 为波长，c 为波速，A 为波动的振幅．在上述假定下，非线性涡度方程(6·16)可以写成线性涡度方程：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + U\frac{\partial \zeta}{\partial x} = -\beta v, \tag{6·22}$$

或

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial v}{\partial x}\right) + U\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} = -\beta v. \tag{6·23}$$

将(6·21)式代入(6·23)式,有:

$$\left(\frac{2\pi}{L}\right)^2 cA\sin\frac{2\pi}{L}(x-ct)-\left(\frac{2\pi}{L}\right)^2 UA\sin\frac{2\pi}{L}(x-ct)$$

$$=-\beta A\sin\frac{2\pi}{L}(x-ct).$$

加以整理后,得长波移动速度的公式:

$$c=U-\beta\left(\frac{L}{2\pi}\right)^2. \tag{6·24}$$

(6·24)式也称为"槽线方程". 给出了槽脊移动速度 c 和西风风速 U、波长 L 的关系. 从(6·24)式可得出下列几点:

(1) 槽脊的移动速度总是小于西风风速.

(2) 西风风速越大,槽移动的速度也越大;反之,西风风速越小,槽移动的速度也越小.

(3) 槽脊移动速度还和它的波长有关,当波长越短,移动越快. 在波长很短时移动速度 c 和西风风速 U 很接近. 若波长越长,移动速度 c 与 U 的差就增大,到一个临界的波长 $L=L_s$ 时,$c=0$. 这时有

$$U=\beta\left(\frac{L_s}{2\pi}\right)^2,$$

波动就准静止,这个临界波长 L_s 称为准静止波长. 如果波长大于 L_s,则波动就会后退(即向西移动).

在实际大气中,我们很少看到长波能保持原状连续西移的过程. 这说明公式(6·24)对于这种波长特别长的波是不适用的,它也说明应用绝对涡度守恒原理不能描述这种波长特别长的准静止波的移动.

但在实际大气中,有一种与长波后退有些类似的现象. 当长波的波长大于计算的静止波长 L_s 时,常可发现在原来长波槽的上游有一小槽发展,在这小槽发展的同时,原来的长波减弱,而后这个小槽逐渐变成主要的长波槽,新槽的位置在原来长波槽的西面,这种过程有人称之为不连续的倒退. 长波脊也常有这样的现象. 关于不连续后退的现象在第十八章中还要给予讨论.

这里讨论长波不连续后退的过程,只是说明与长波公式相联系的一种现象,但不能说明(6·24)式能解释这种现象,它的物理原因应该另外给予说明.

第四节　正压大气中天气系统的变化

前面讨论的只是简单的正弦形波动的运动情况,而实际天气图上等高线分布形式比较复杂,正弦形波动较少见.因此,在实际预报工作中还要把涡度方程(6·16)加以变换后应用. 将自然坐标中相对涡度平流的表达式(6·14)代入无辐散层上的涡度方程(6·16),有

$$\frac{\partial\zeta}{\partial t}=-C\frac{\partial\zeta}{\partial s}-\beta v, \tag{6·25}$$

将相对涡度表达式 $\zeta=\frac{C}{R}-\frac{\partial C}{\partial n}$，代入(6·25)式，并应用地转近似 $C=-\frac{g}{f}\frac{\partial z}{\partial n}$，得

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t}=-\frac{g^2}{f^2}\frac{\partial z}{\partial n}\left(\frac{\partial z}{\partial n}\frac{\partial}{\partial s}\frac{1}{R}+\frac{1}{R}\frac{\partial^2 z}{\partial s\,\partial n}-\frac{\partial}{\partial n}\frac{\partial^2 z}{\partial s\,\partial n}\right)-\beta v. \qquad (6\cdot26)$$

(6·26)式即为预报无辐散层(500毫巴)上涡度局地变化的公式.由于式中没有温度场对涡度变化的影响，因此也称为正压大气中涡度变化的方程. 式中右边前三项表示相对涡度平流,第四项为地球自转涡度平流.

一、等高线曲率变化项：$-\frac{g^2}{f^2}\left(\frac{\partial z}{\partial n}\right)^2\frac{\partial}{\partial s}\left(\frac{1}{R}\right)$

这一项表示等高线曲率 R 沿 s 方向变化所产生的涡度局地变化. 在脊区 $R<0$，槽区 $R>0$，因此得到两条规则：

(1) 在脊前槽后，等高线曲率沿 s 方向增加，$\frac{\partial}{\partial s}\left(\frac{1}{R}\right)>0$，得 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}<0$，反气旋涡度随时间增加,加压.

(2) 在槽前脊后，等高线曲率沿 s 方向减少，$\frac{\partial}{\partial s}\left(\frac{1}{R}\right)<0$，得 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}>0$，气旋式涡度随时间增加,减压.

这一项在槽前产生减压,槽后加压,使槽东移（图 6·20）. 这一项数值的大小与等高线的平方成正比,即正比于 $(\partial z/\partial n)^2$. 所以在同样的曲率变化下,等压线越密,产生的加压(或减压)也就越大.

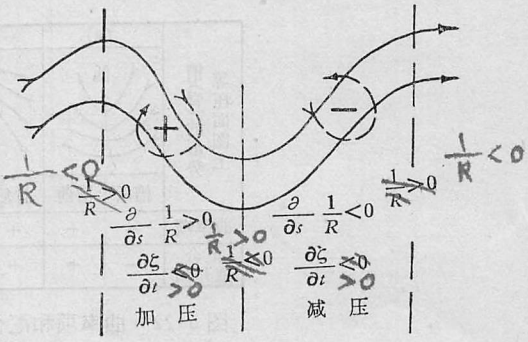


图 6·20 等高线曲率变化产生的加压区和减压区

二、等高线汇合散开项：$-\frac{g^2}{f^2}\frac{\partial z}{\partial n}\frac{1}{R}\left(\frac{\partial^2 z}{\partial s\partial n}\right)$

表示高度梯度沿S方向的变化$(\partial^2 z/\partial s\partial n)$. 在我们所取的自然坐标中，$n$ 自高压指向低压，所以 $\frac{\partial z}{\partial n}$ 总是负的,如 $\frac{\partial^2 z}{\partial s\,\partial n}>0$，等高线是散开的. 如 $\frac{\partial^2 z}{\partial s\,\partial n}<0$，等高线是汇合的. 这一项还决定于等高线的曲率，当等高线呈气旋性弯曲时 $\frac{1}{R}>0$；呈反气旋性弯曲时 $\frac{1}{R}<0$. 这样我们得到如下的规则(图 6·21)：

(1)等高线呈气旋式弯曲，$\frac{1}{R}>0$ 时,当等高线汇合，$\frac{\partial^2 z}{\partial s\,\partial n}<0$，反气旋涡度随时间增加,加压. 等高线散开，$\frac{\partial^2 z}{\partial s\,\partial n}>0$,气旋式涡度随时间

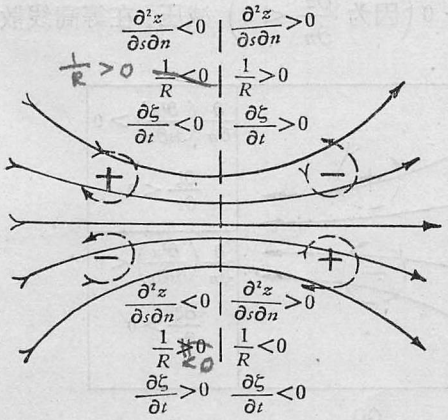


图 6·21 等高线的散开汇合产生的变化

增加，减压.

(2) 等高线呈反气旋弯曲时 $\frac{1}{R}<0$. 当等高线汇合，$\frac{\partial^2 z}{\partial s\,\partial n}<0$，气旋式涡度随时间增加，减压. 等高线散开，$\frac{\partial^2 z}{\partial s\,\partial n}>0$，反气旋涡度随时间增加，加压.

从这一项的分析可以看出，我们不能只根据等高线的汇合和散开来判断气压变化，还要注意等高线的曲率是气旋式的还是反气旋式的.

图 6·22 为实际天气图上常遇到的等高线的形式. 在 (a)，(b) 型中，槽前和脊前等高线是散开的，在它们的后部等高线是汇合的. (c)，(d) 型则相反，前部是汇合的，后面是散开的. 此外，在 (a) 中槽前气旋式曲率沿气流方向减小. 这些等高线的特点所引起的涡度的局地变化，在图 6·22 中已给出. 在(a)，(b)型式中，汇合散开项和曲率项的符号是一致的；在 (c)，(d) 型式中，这两项符号是相反的，涡度的局地变化就不容易确定.

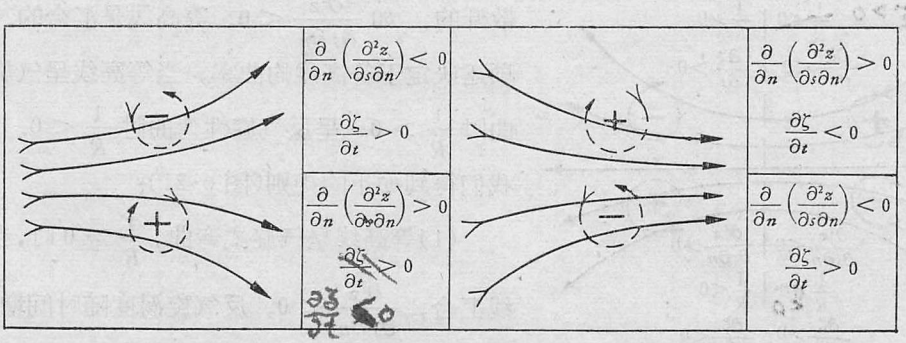
槽(脊)的形势 等压面图上	(a) 低		(b) 高		(c) 低		(d) 高	
	槽后	槽前	脊后	脊前	槽后	槽前	脊后	脊前
曲率项	−	+	+	−	+	−	−	+
汇合散开项	−	+	+	−	−	+	+	−

图 6·22　曲率项和汇合散开项产生的涡度局地变化

三、等高线的挤度项：$+\frac{g^2}{f^2}\frac{\partial z}{\partial n}\frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{\partial^2 z}{\partial s\partial n}\right)$

这一项是度量等高线汇合与散开在 n 方向的变化，称为挤度项. 由于在实际天气图上等高线不会是均匀散开或均匀的汇合，这样当有汇合散开时，汇合散开必然在 n 方向有变化，所以这一项和等高线的汇合散开项是同时存在的.

如图 6·23 所示，在等高线散开的地区，$\frac{\partial^2 z}{\partial s\,\partial n}>0$. 则在这个区域以北(沿 n 方向)，等高线散开程度减小，$\frac{\partial}{\partial n}\left(\frac{\partial^2 z}{\partial s\,\partial n}\right)<0$，有 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}>0\left(\text{因为 }\frac{\partial z}{\partial n}<0\right)$，减压. 在等高线散



(a)　　(b)

图 6·23　等高线的挤度项产生的变压区分布

开地区以南，散开的程度沿 n 方向增加，$\frac{\partial}{\partial n}\left(\frac{\partial^2 z}{\partial s\,\partial n}\right)>0$（因为 $\frac{\partial z}{\partial n}<0$），有 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}<0$，加压．在等高线汇合的情况下，在汇合区以北，有 $\frac{\partial}{\partial n}\left(\frac{\partial^2 z}{\partial s\,\partial n}\right)>0$，即 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}<0$，加压．

挤度项产生的加减压区，位于等高线汇合或散开最强的区域的两侧，图 6·24 所示是最常见的情况．图中实线圆箭头为等高线汇合散开项产生的加压区，虚线圆箭头为挤度项产生的加减压区，两者叠加的结果，变压明显的地区为图中点线的地区，较偏北．

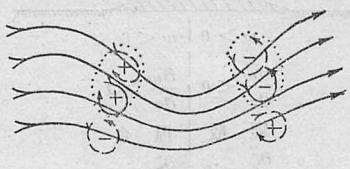


图 6·24　等高线汇合散开项和挤度项共同产生的变压区

以上讨论的是根据等高线的分布定性的估计变压区的分布，在实际预报天气系统的变化时还要考虑变压区与系统的相对位置．从图 6·6 可以看出，一般槽线都对应着正涡度中心，脊线都对应着负涡度中心．如果用涡度的强度表征系统的强度，那末在槽线上出现正的涡度局地变化时，则槽发展；在槽线上涡度的局地变化为负时，则槽减弱．在脊线上，涡度的局地变化为负时，脊发展，局地变化为正时，脊减弱．如果在槽前有正的涡度变化，槽后有负的涡度局地变化，而在槽线上涡度的局地变化为零，则槽向前移动．相反地，如果槽后有正的涡度局地变化，槽前有负的涡度局地变化，而槽线上涡度局地变化为零，则槽将后退．对于脊线也有类似的情况，如果脊线上涡度局地变化为零，而脊前或脊后分别出现正负变涡时，脊将向负涡度的局地变化的方向移动．

在图 6·22 的(a)中，槽前为正涡度平流，槽后为负涡度平流，而在槽线上涡度平流为零，因此槽线将向东移动；在(b)图中，根据涡度平流的分布，脊将向东移动．

对于一般的槽脊系统，涡度平流的正负变化区大都在槽脊线的前后，涡度平流的零线大致沿着槽脊线的位置，因此，这种涡度平流的作用，将主要造成系统的移动．

在有些情况下，涡度平流也能引起系统的发展．如图 6·25(a)，(b) 所示，这时涡度平流的曲率项不明显，但汇合散开项和挤度项却很显著．在图 6·25(a) 中，在槽线上等高线是散开的，将引起正的涡度的局地变化，因此槽要发展．在图6·25(b)中，在脊线上的等高线是散开的，由汇合散开项可得在脊线上为负的涡度平流，因此脊将加强．在相反的情况下，如果在槽线或脊线上等高线是汇合的，则槽或脊将减弱．这种情况就是我们在第一节中讨论过的疏散槽，在图 6·9 中，正涡度中心位于槽后，涡度平流将正涡度向槽中输送，在槽线上 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}>0$，槽将发展，这个分析和前面的讨论结果是一样的．

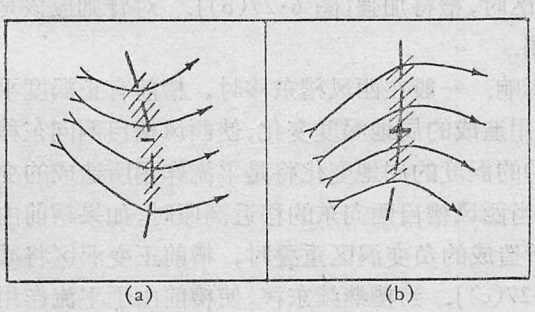


图 6·25　发展槽(a)和脊(b)的等高线分布形式，阴影区为汇合散开项和挤度项产生的变压

第五节　地形对天气系统的影响

前面讨论的是比较简单没有散度作用下天气系统的变化，在实际大气中，散度的作用

有时是很显著的. 例如,在有地形的情况下,当气流越过山脉时,就会产生辐合、辐散,对系统的移速和强度都有显著的影响.

当气流越过山脉时其涡度变化的特点如图 6·26 所示,如果山脉是南北方向的并且比较长,当有一均匀的西风气流越过山脉时,在迎风坡有地形抬升,产生上升运动;背风坡有下沉运动. 如果地形影响随高度减小,即在大气的上界垂直运动为零,那末,在迎风坡上升运动随高度减小,$\frac{\partial w}{\partial z}<0$.根据第五章中连续方程的讨论可知,由于空气柱在垂直方向是缩短的,所以有水平辐散. 在背风坡,下沉运动将随高度减小,即$\frac{\partial w}{\partial z}>0$,空气柱在垂直方向上是伸长的,有水平辐合.

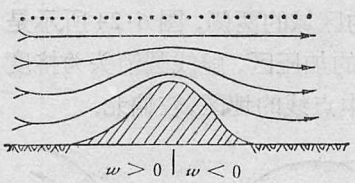


图 6·26 西风气流越山脉时产生的涡度局地变化
(图中点线表示垂直运动为零的层次)

在第二节中,根据涡度方程讨论了涡度变化的规律,曾经指出,在水平气流辐散的地区,涡度的局地变化是负的,即造成反气旋涡度增加或气旋式涡度减少;在水平气流辐合的地区,涡度的局地变化是正的,即气旋式涡度增加或反气旋式涡度减少.

由此可知,当西风越过高原或山脉时,在山脉或高原的西侧反气旋涡度增加,在山脉或高原的东侧,气旋式涡度增加. 由于在大气中气压场和流场存在着地转风关系,在反气旋涡度增加区气压将升高,气旋式涡度增加区气压将下降. 因此在山脉或高原西侧,存在一个正的变高区,在山脉或高原东侧,存在一个负变高区. 地形两侧正负变高区的存在,对天气系统有显著的影响.

根据上述规律可以推知,当西风槽自西向东移近山脉或高原时,它的强度将发生变化. 当槽线落在山脉或高原两侧的正变压区时,则槽是减弱的[图 6·27(a)],当它越过山脉或高原,槽线位于山脉或高原东侧的减压区时,槽将加强[图 6·27(b)]. 对脊则应该是相反的,移近高原或山脉时加强,移出时减弱.

此外,地形还会对西风槽脊的移动起影响. 一般在西风槽东移时,槽前有正涡度平流,槽后有负涡度平流. 正是由于这平流作用造成的局地涡度变化,使西风槽自西向东移动. 当槽移近山脉或高原时,槽前(或槽后)的涡度的局地变化将是平流作用所造成的变化和地形作用所造成的变化之总和. 因此,当西风槽自西向东的移近高原时,如果槽前由于平流所造成的正变涡区与山脉西侧地形所造成的负变涡区重叠时,槽前正变涡区将减弱,这时,槽向东移动的速度将减慢[图 6·27(c)]. 当槽继续东移,使槽前由于平流作用所造成的正变涡和山脉东侧的正变涡区重叠时,槽移速将加快[图 6·27(d)]. 而后当槽后的负变涡区和地形东侧正变涡区重叠时,槽的移速将再度减慢. 所以西风槽移近山脉

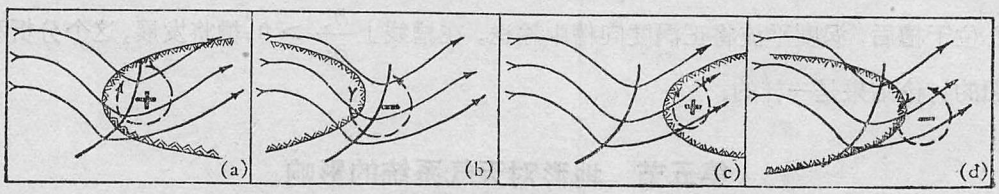


图 6·27 地形对西风槽的影响(圆箭头表示地形产生的变压场,阴影为地形)
(a) 槽减弱(移近高原),(b) 槽加深(移出高原时),(c) 槽减速(移近高原),(d) 槽加速(移出高原时)

或高原时，将经历一个由慢到快再由快到慢的过程．对于高压脊则相反，移近高原时，脊前正变高加强，系统加快，当脊线位于高原上时，由地形所产生的正负变高正好和平流所产生的正负变高相反，脊的移速将减慢，当脊移出高原时，系统将再度加快．

当地形影响的尺度和天气系统的尺度不一样时，地形对系统的影响也可造成不同的结果．当地形的水平尺度和系统的水平尺度相当时，地形对系统的阻挡作用最为显著．例如冬半年，在东经 70°—90° 范围内，即贝加尔湖以西，冬季很少出现发展完好的长波槽系统．引起严重寒潮的高空槽，一般来自西北和北方，从西方移过来的高空槽一般不能引起严重的寒潮天气．当发展完好的高空槽自西向东地移近高原时，其南部常常被切断，停于高原西侧，其北部沿高原北侧向东移去，强度减弱．槽的南段则缓慢越过高原往东移，强度也趋于减弱．在冬季东亚地区范围内，一般西风槽要到贝加尔湖以东才能得到发展．

如果地形影响的尺度较大，而系统的尺度较小，这时地形的作用不能对小系统发生显著的影响，小的扰动可以在大地形影响的区域上移过去．例如，冬季，当亚洲南部上空为平直西风环流时，高空行星锋区大致位于北纬 30°—40° 范围内，此时常有一个个高空西风带中的小槽从亚洲西部越过高原移入我国中部．其东移的速度每日平均约为 11—12 个经度，一般在东移过程中，其强度逐渐减弱，移到华中上空时，已经非常不清楚了．但亦有一些较强的高空槽，移到青藏高原以东地区时，能再生，并引起长江下游地面气旋的发生．

如果地形影响尺度较小，而天气系统的尺度较大，则山脉西侧的加压区，可以把尺度较大的槽分裂成两个部分，一个在山脉东侧，另一在山脉西侧．

有些蒙古低压发展前，在地面图上常可见到先在中亚或西伯利亚方面有发展成熟的气旋（有壮年的，也有锢囚的），当它向东北或向东移动时，在蒙古西部山地的西侧，往往表现出填塞减弱．继续向东移时，在蒙古西部山地的背风坡上，则产生一个新的低压．在高空图上有一高空槽与它对应，由于气流在蒙古西部山地的背风坡上，下沉增温，西风槽的温度场常表现为弱的暖脊，这时过山后气旋中心在蒙古常得到重新发展．这个新生的气旋常位在原来锢囚衰老气旋的暖区中．

第六节　地面气压系统的发展

考虑地面气压系统发展的问题时，在涡度方程中就不能略去散度项．从第五章中连续方程的分析可知，水平的散度是和垂直运动的铅直变化相联系的，而垂直运动通过热力学第一定律［式(3·41)］和温度场的变化相联系．所以地面气压系统的发展除了和高空的流场有关外，还和大气的热力状况——温度的分布有关．

在地转风近似下，地面风 v_0 和高层无辐散层上的风 v，有如下的热成风关系：

$$v = v_0 + v_T, \tag{6·27}$$

式中 v_T 为地面到无辐散层之间的热成风．对于风场取涡度，即得到地面涡度 ζ_0 和无辐散层上的涡度 ζ 之间的关系：

$$\zeta = \zeta_0 + \zeta_T, \tag{6·28}$$

ζ_T 为热成风涡度，地面涡度的局地变化为：

$$\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} - \frac{\partial \zeta_T}{\partial t}. \tag{6·29}$$

从(6·29)式可看出,地面涡度的变化是无辐散层上涡度的变化与热成风涡度变化之差.

无辐散层上涡度的变化可以用无辐散层上的涡度方程求出[(6·20)式]. 这里由于考虑地面系统尺度较小,故可略去地球自转涡度平流项($-\beta v$),有

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\left(u\frac{\partial \zeta}{\partial x} + v\frac{\partial \zeta}{\partial y}\right) = A_\zeta. \tag{6·30}$$

热成风涡度的局地变化可以从热力学方程求得,热力学第一定律为:

$$\frac{dT}{dt} - \frac{A}{c_p\rho}\frac{dP}{dt} = \frac{1}{c_p}\frac{dQ}{dt}. \tag{6·31}$$

由于日常分析用的都是等压面图,所以铅直坐标用气压 P 比较方便,这时垂直运动用 ω 表示, $\omega = dP/dt$. 代入(6·31)式,并将个别变化项展开,则有

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\left(u\frac{\partial T}{\partial x} + v\frac{\partial T}{\partial y}\right) + (\gamma_a - \gamma)\omega + \frac{1}{c_p}\frac{dQ}{dt}. \tag{6·32}$$

式中 $\gamma = \dfrac{\partial T}{\partial p}$, $\gamma_a = \dfrac{A}{c_p\rho}$ 分别是在 X, Y, P, T 坐标系统中的温度垂直递减率和干绝热温度垂直递减率.

如(6·32)式中的温度代表地面到无辐散层之间的平均温度 T_m [只要对式(6·32)在垂直方向对气压求平均即可得到],则平均温度可以用地面(1000 毫巴等压面)和无辐散层之间的厚度来表示. 将静力学公式:

$$\frac{dP}{P} = -\frac{gdz}{RT}.$$

从 $P_0 = 1000$ 毫巴(地面)到无辐散层 P 积分,得

$$T_m = \frac{g}{R}\left[\ln\frac{P_0}{P}\right]^{-1}(z - z_0). \tag{6·33}$$

$(z - z_0)$ 为无辐散层和 1000 毫巴等压面的厚度. 将(6·33)式代入(6·32)式,有

$$\frac{\partial}{\partial t}(z - z_0) = -\left[u\frac{\partial(z - z_0)}{\partial x} + v\frac{\partial(z - z_0)}{\partial y}\right]$$

$$+ \frac{R}{g}\ln\frac{P_0}{P}\left[(\gamma_a - \gamma)\omega + \frac{1}{c_p}\frac{dQ}{dt}\right]. \tag{6·34}$$

热成风涡度的表达式为:

$$\zeta_T = \frac{g}{f}\nabla^2(z - z_0).$$

因此,对(6·34)式作 $\dfrac{g}{f}\nabla^2$ 运算,即得热成风涡度的局地变化:

$$\frac{\partial \zeta_T}{\partial t} = \frac{g}{f}\nabla^2\left\{-\left[u\frac{\partial(z - z_0)}{\partial x} + v\frac{\partial(z - z_0)}{\partial y}\right]\right.$$

$$\left. + \frac{R}{g}\ln\frac{P_0}{P}\left[(\gamma_a - \gamma)\omega + \frac{1}{c_p}\frac{dQ}{dt}\right]\right\}. \tag{6·35}$$

上式右边第一大项为厚度平流，即温度平流项，第二项与稳定度有关，称为稳定度项，第三项为非绝热项，如引入下列符号：

$$\left.\begin{aligned}&\text{厚度平流 } A_T\text{：}\quad A_T=-\left[u\frac{\partial(z-z_0)}{\partial x}+v\frac{\partial(z-z_0)}{\partial y}\right],\\&\text{稳定度项 } S\text{：}\quad S=\frac{R}{g}\ln\frac{P_0}{P}(\gamma_a-\gamma)\omega,\\&\text{非绝热项 } H\text{：}\quad H=\frac{R}{c_pg}\ln\frac{P_0}{P}\frac{dQ}{dt}.\end{aligned}\right\}\qquad(6\cdot36)$$

则(6·35)式可写成：

$$\frac{\partial\zeta_T}{\partial t}=\frac{g}{f}\nabla^2(A_T+S+H).\qquad(6\cdot37)$$

将(6·30)(6·37)式代入(6·29)式，即得地面涡度变化的预报方程

$$\frac{\partial\zeta_0}{\partial t}=A_\zeta-\frac{g}{f}\nabla^2(A_T+S+H).\qquad(6\cdot38)$$

方程(6·38)表明，地面气压系统变化($\partial\zeta_0/\partial t$)是高层涡度平流和厚度平流等某些量的$\nabla^2$之间的不平衡所产生的．也可以认为是流场和温度场之间的不平衡产生．下面分析一下各项的意义：

一、涡度平流项(A_ζ)

无辐散层上的涡度平流将使地面涡度发生变化，当高空有正涡度平流时，地面$\frac{\partial\zeta_0}{\partial t}>0$，减压；有负涡度平流时，地面$\frac{\partial\zeta_0}{\partial t}<0$，加压．这个作用和涡度平流产生无辐散层上涡度局地变化的结果是一样的．这一项可以认为是在正压大气中产生的涡度变化，所以上下层的变化是一致的．

在地面低压起始发展时，这一项的作用比较显著．实际分析中常发现，高空小槽东移时常在地面"诱导"出气旋，如从河套有小冷槽东移到长江流域一带时，常在长江流域原有的准静止锋或残存的弱冷锋上诱导出气旋，一般称为江淮气旋和东海气旋．这一类高空小槽，在槽前为正涡度平流，槽后为负涡度平流(图 6·28)．当槽前正涡度平流引起的地面减压区叠置在地面较弱的气压场或残存的冷锋上时，常产生低压．

图 6·28　小槽槽前正涡度平流(阴影区)常在地面"诱导"出低压

二、温度平流项$\left(-\frac{g}{f}\nabla^2A_T\right)$

在讨论这一项前先说明一下算符∇^2的意义．∇^2是运算$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2}+\frac{\partial^2}{\partial y^2}\right)$的符号，根据高等数学中的函数极值定律可知，任一函数F的分布，如果在某一区域为极大值，则该函数的$\nabla^2F<0$，为负值．相反，如果F在某一区域为极小值，则在该区域中$\nabla^2F>0$，为正值．所以当$\nabla^2F\gtrless0$，为正值(负值)时，对应的F分布为极小(极大)．

温度平流项表示地面的涡度变化决定于温度平流的分布．在冷平流的情况下，

$A_T<0$，所以冷平流最强的地区相当于 A_T 是极小值的地区，$\nabla^2 A_T>0$．即 $-\frac{g}{f}\nabla^2 A_T<0$，使 $\frac{\partial \zeta_0}{\partial t}<0$，地面涡度随时间减少，反气旋发展，加压．相反，在暖平流的情况下，$A_T>0$，暖平流最强的地区相当于 A_T 是极大值，$\nabla^2 A_T<0$，即 $-\frac{g}{f}\nabla^2 A_T>0$，使 $\frac{\partial \zeta_0}{\partial t}>0$．地面涡度随时间增加，气旋发展，减压．从上面讨论可得出，加压(减压)是产生在冷平流(暖平流)最强的地区．这和单纯的冷平流加压、暖平流减压是不同的．但是，由于在分析冷暖平流时，一般分析的都是冷(暖)平流最显著的地区，所以冷平流加压，暖平流减压的规律和实际情况是一致的．

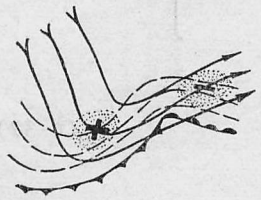


图 6·29　高空冷暖平流产生的地面变压区

在低压的发展阶段，高空冷暖平流已很明显（图 6·29）．在地面气旋前部暖平流最强，气旋后部冷平流最强，由此产生的变压区使气旋向东偏北的方向移动．

三、稳定度项 $\left[-\frac{g}{f}\nabla^2 S=-\frac{R}{f}\ln\frac{P_0}{P}\nabla^2(\gamma_a-\gamma)\omega\right]$

这一项表示大气的垂直静力稳定度对地面天气系统的影响．

先讨论稳定的大气，$\gamma<\gamma_a$，即 $\gamma_a-\gamma>0$ 的情况．有上升运动时 $\omega<0$，在上升运动最大的地区 ω 有极小值．由此得到 $-\frac{R}{f}\ln\frac{P_0}{P}\nabla^2(\gamma_a-\gamma)\omega<0$ 即 $\frac{\partial \zeta_0}{\partial t}<0$，地面反气旋涡度增加，加压．相反，有下沉运动时 $\omega>0$，在下沉运动最大的地区 ω 有极大值，由此得 $-\frac{R}{f}\ln\frac{P_0}{P}\nabla^2(\gamma_a-\gamma)\omega>0$，即 $\frac{\partial \zeta_0}{\partial t}>0$ 地面气旋式涡度增加，减压．

从上面的分析得出结论：在稳定大气中，上升（下沉）最强的地区产生加压（减压）．一般在地面低压区有上升运动，地面高压区为下沉运动．因此稳定的大气是阻止低压和高压发展的．

上述的结果可解释如下：当存在上升运动时，根据连续方程可知，在地面有辐合(这里取地面 $\omega_0=0$ 的边界条件)．辐合使局地气旋式涡度增加，减压．但是在层结大气中，当有垂直运动时，相应的垂直加速度 a 为：$g\frac{(\gamma-\gamma_a)}{T}\Delta z$．上升运动时 $\Delta z>0$，如大气层结稳定，$\gamma-\gamma_a<0$，因此得加速度为负值[图 6·30(a)]．负的加速度使上升运动减弱．也就是使近地面辐合减弱，涡度局地增加率减小，加压，导致气旋减弱．同样，在有下沉运动时，相应地面气流辐散，反气旋涡度增加，加压．但由垂直加速度公式可知在 $\Delta z<0$，$\gamma-\gamma_a<0$ 的情况下，垂直加速度为正值[图 6·30(b)]，即加速度方向向上．对下沉运动而言还是负加速度，所以使下沉运动减弱，地面的辐散减弱，即反气旋涡度增加率减小，

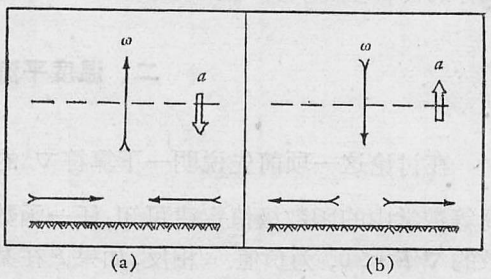


图 6·30　层结稳定大气中与垂直速度 ω 相伴随的加速度 a 的方向

减压，导致反气旋减弱.

同样的原理，可用来分析不稳定层结的情况，一般说来，在大气中绝对不稳定 $\gamma > \gamma_a$ 的条件是很少出现的. 较常见的是在上升运动区中出现条件性不稳定，即 $\gamma > \gamma_m$. 这时稳定度项中的 γ_a 应用 γ_m 代替. 由垂直加速度公式可知，当有上升运动时，$\Delta z > 0$，在不稳定层结下 $\gamma > \gamma_m$，由此得 $a = g\dfrac{(\gamma - \gamma_m)}{T}\Delta z > 0$，加速度为正值(即向上). 向上的加速度使上升运动加强，这就更加强了原有的近地面层的辐合，有利于气旋发展[图 6·31(a)]. 下沉运动一般不产生在不稳定的大气中，因为下沉产生的绝热增温使层结趋于稳定. 如果要讨论在不稳定大气中下沉运动的效应，由于 $\Delta z < 0$，不稳定 $\gamma > \gamma_m$，由此得 $a < 0$，对下沉运动而言是加速运动[图 6·31(b)]. 因此使近地面辐散加强，反气旋涡度增加，高压增强. 所以层结不稳定的大气中，有利于气旋和反气旋发展. 应用稳定度项的表达式 $-\dfrac{R}{f}\ln\dfrac{P_0}{P}\nabla^2(\gamma_a - \gamma)\omega$，也可以分析出在不稳定层结时的效应，结果和上面所述相同，不再重复.

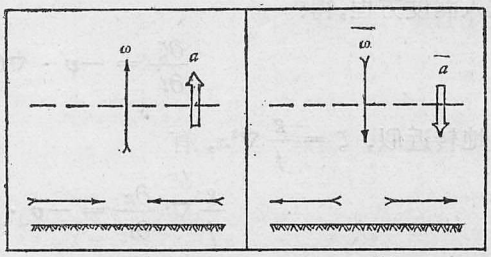


图 6·31　在不稳定大气中产生的垂直加速度

由于大气层结在一般情况下总是稳定的，所以稳定度因子一般是阻碍气旋和反气旋的发展，这说明如果只考虑涡度平流 A_ζ 和温度平流 $-\nabla^2 A_T$ 项，预报结果可能比实况为强，即气旋发展报得比实况为深.

在暖湿空气供应充沛的气旋中，大气层结可能是条件性不稳定的. 这时稳定度项将使气旋加深，因此这种气旋的发展有一部分取自不稳定能量的释放. 在我国夏半年，江淮流域等产生的气旋中有一部分可能就有这个效应.

四、非绝热效应 $\left(-\dfrac{R}{c_p f}\ln\dfrac{P_0}{P}\nabla^2\dfrac{dQ}{dt}\right)$

这一项表示非绝热加热冷却不均所产生的涡度变化，在加热最大地区，$\dfrac{dQ}{dt}$ 为极大值. 因此 $-\dfrac{R}{c_p f}\ln\dfrac{P_0}{P}\nabla^2\dfrac{dQ}{dt} > 0$，$\dfrac{\partial\zeta_0}{\partial t} > 0$，有利于地面气旋发展. 相反，在强烈冷却的地区，$\dfrac{dQ}{dt}$ 为极小值，有 $-\dfrac{R}{c_p f}\ln\dfrac{P_0}{P}\nabla^2\dfrac{dQ}{dt} < 0$，使 $\dfrac{\partial\zeta_0}{\partial t} < 0$，有利于地面高压发展.

冬半年，气旋入海后由于洋面加热，常迅速加深. 而在西伯利亚冷高压，由于强烈的辐射冷却，也可以迅速加强. 这些都是非绝热过程对地面气压系统发展的作用.

第七节　垂直运动方程和发展指标

第二节对涡度方程的分析指出，辐合使涡度随时间增加，低压发展；辐散使涡度随时间减少，高压加强. 所以只要估计出地面辐散、辐合量就可以得出地面气压系统变化的情况. 由连续方程可知，在地面垂直速度为零的边界条件下，当地面有辐合时，将在高层产

生上升运动，相反，地面辐散时，将在高层产生下沉运动．所以可以近似地从垂直运动的分析来估计近地面层散度分布，问题是怎样定性地从天气图上估计出垂直运动．

决定垂直运动的方程可以从涡度方程和热流入量方程求得．涡度方程(6·13)为：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\boldsymbol{v} \cdot \nabla(\zeta + f) - f \operatorname{div} \boldsymbol{v}. \tag{6·39}$$

应用连续方程，在以气压为垂直坐标的坐标系中连续方程为：

$$\operatorname{div} \boldsymbol{v} = -\frac{\partial \omega}{\partial p}, \tag{6·40}$$

代入涡度方程，得：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\boldsymbol{v} \cdot \nabla(\zeta + f) + f \frac{\partial \omega}{\partial p}. \tag{6·41}$$

用地转近似，$\zeta = \frac{g}{f} \nabla^2 z$，有

$$\frac{g}{f} \nabla^2 \frac{\partial z}{\partial t} = -\boldsymbol{v} \cdot \nabla(\zeta + f) + f \frac{\partial \omega}{\partial p}. \tag{6·42}$$

绝热过程下的热流入量方程[(6·32)式]为：

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\boldsymbol{v} \cdot \nabla T + (\gamma_a - \gamma)\omega. \tag{6·43}$$

应用状态方程和静力学公式，得

$$T = \frac{P}{\rho R} = -\frac{Pg}{R} \frac{\partial z}{\partial p}. \tag{6·44}$$

代入(6·43)式，得

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial z}{\partial p}\right) = -\boldsymbol{v} \cdot \nabla \frac{\partial z}{\partial p} - \frac{R}{Pg}(\gamma_a - \gamma)\omega. \tag{6·45}$$

引入符号 σ，代表大气稳定度的一个度量，

$$\sigma = \frac{R}{Pg}(\gamma_a - \gamma) = \frac{1}{\theta} \frac{\partial z}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial p}. \tag{6·46}$$

则(6·45)式可写成：

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial z}{\partial p}\right) = -\boldsymbol{v} \cdot \nabla \frac{\partial z}{\partial p} - \sigma\omega. \tag{6·47}$$

将(6·42)、(6·47)式中的局地变化项消去，即得表征垂直运动的方程．为此，对(6·47)式取 ∇^2，将(6·42)式对 p 微商，并相减，得

$$\sigma\nabla^2\omega + \frac{f^2}{g} \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = \frac{f}{g} \frac{\partial}{\partial p} \boldsymbol{v} \cdot \nabla(\zeta + f) - \nabla^2\left(\boldsymbol{v} \cdot \nabla \frac{\partial z}{\partial p}\right). \tag{6·48}$$

方程(6·48)即为垂直运动方程，在推导垂直运动方程时，这里用了地转近似，因此得到的是在准地转运动下的垂直运动方程．完全的垂直运动方程比较复杂，不再给出．(6·48)式右边两项可以认为是产生垂直运动的强迫函数．从方程可看出，在绝热大气中产生垂直运动的因子有二：(1)涡度平流随高度的变化，(2)温度平流的 ∇^2．

方程(6·48)是椭圆型方程，当其右边的项给出后，可以在适当边界条件下解出 ω 的分布．这是计算垂直运动的一种方法．这里只定性地讨论方程(6·48)的性质．

从方程(6·48)可得到下面两点：

(1) 如果涡度平流 $[-\boldsymbol{v}\cdot\nabla(\zeta+f)]$ 随高度增加，即 $\nabla^2\omega$ 为正值，相当于 ω 是极小值，产生上升运动. 相反，涡度平流随高度减小，即 $\nabla^2\omega$ 为负值，相当于 ω 是极大值，产生下沉运动.

(2) 在暖平流最大地区，$-\nabla^2\left(\boldsymbol{v}\cdot\nabla\dfrac{\partial z}{\partial p}\right)>0$，即 $\nabla^2\omega$ 为正值，相当于 ω 是极小值，产生上升运动. 在冷平流最大的地区，$-\nabla^2\left(\boldsymbol{v}\cdot\nabla\dfrac{\partial z}{\partial p}\right)<0$，$\nabla^2\omega$ 为负值，相当于 ω 是最大值，产生下沉运动.

可以根据这两点分析垂直运动的分布，但在实际应用中对方程(6·48)还可以改写成另一种型式，方程右端第一项可以展开成：

$$\frac{f}{g}\frac{\partial}{\partial p}\boldsymbol{v}\cdot\nabla(\zeta+f)=\frac{f}{g}\frac{\partial\boldsymbol{v}}{\partial p}\cdot\nabla(\zeta+f)+\frac{f}{g}\boldsymbol{v}\cdot\nabla\frac{\partial\zeta}{\partial p}. \tag{6·49}$$

右边第二项可以展开为：

$$\nabla^2\left(\boldsymbol{v}\cdot\nabla\frac{\partial z}{\partial p}\right)=\frac{f}{g}\boldsymbol{v}\cdot\nabla\frac{\partial\zeta}{\partial p}-\frac{f}{g}\frac{\partial\boldsymbol{v}}{\partial p}\cdot\nabla\zeta. \tag{6·50}$$

式中略去了与变形场有关的 $\dfrac{\partial u}{\partial x}\cdot\dfrac{\partial v}{\partial x}$ 等的项，这些项的量级是否足够小尚不清楚，由于比较难处理，故略去. 可能产生一定的误差.

将(6·49)、(6·50)式代入(6·48)式，得

$$\sigma\nabla^2\omega+\frac{f^2}{g}\frac{\partial^2\omega}{\partial p^2}=\frac{f}{g}\frac{\partial\boldsymbol{v}}{\partial p}\cdot\nabla(2\zeta+f)=-\frac{f}{g}\boldsymbol{v}_T\cdot\nabla(2\zeta+f). \tag{6·51}$$

(6·51)式表明垂直运动发生在热成风平流高空涡度的地区. 当 $-2\boldsymbol{v}_T\cdot\nabla\zeta>0$ 时，即热成风平流涡度为正时，相当于 $\nabla^2\omega$ 为正值，对应 ω 为极小值，产生上升运动. 当 $-2\boldsymbol{v}_T\cdot\nabla\zeta<0$ 时，即热成风平流涡度为负时，相当于 $\nabla^2\omega$ 为负，对应 ω 为极大值，产生下沉运动.

把(6·51)式右边的项展开，由 $\zeta=\zeta_T+\zeta_0$ 得

$$\sigma\nabla^2\omega+\frac{f^2}{g}\frac{\partial^2\omega}{\partial p^2}=-\frac{f}{g}(2\boldsymbol{v}_T\cdot\nabla\zeta_T+2\boldsymbol{v}_T\cdot\nabla\zeta_0+\boldsymbol{v}_T\cdot\nabla f). \tag{6·52}$$

方程(6·52)指出垂直运动发生的因子有：(1) 热成风涡度平流($-\boldsymbol{v}_T\cdot\nabla\zeta_T$). 在正热成风涡度平流时为上升运动，负热成风涡度平流时为下沉运动. (2) 热成风平流地面涡度($-\boldsymbol{v}_T\cdot\nabla\zeta_0$). 当该项为正时，有上升运动. 该项为负时，有下沉运动. (3)热成风平流地球自转涡度($-\boldsymbol{v}_T\cdot\nabla f$). 当热成风向北时，有下沉运动，向南时有上升运动.

前面已经指出，垂直运动可以作为度量地面系统发展的一个指标，因此有人把(6·52)式右边的项作为判断地面系统发展的指标，称之为发展指标. 发展指标定义为：

$$-\boldsymbol{v}_T\cdot\nabla(\zeta_T+\zeta_0+f)\gtrless 0\begin{matrix}(\text{气旋发展})\\(\text{反气旋发展})\end{matrix}. \tag{6·53}$$

显然，发展指标大于零即相当于存在上升运动的情况，小于零即为下沉运动的情况. 有人引入所谓相对辐散，即高层散度与地面散度的差 ($\mathrm{div}_{高}\boldsymbol{v}-\mathrm{div}_0\boldsymbol{v}$) 来表示发展，得到和(6·53)式相似的结果，如果把上层取作无辐散层，则相对辐散即表示了垂直运动.

联系到天气系统的发展，(6·53) 式的意义是清楚的. 它表示地面的发展决定于三个因子：

(1) 热成风涡度平流 ($-\boldsymbol{v}_T \cdot \nabla\zeta_T$). 在正热成风涡度平流下，有气旋发展. 负热成风涡度平流下有反气旋发展. 在一般情况下，高空厚度槽位于发展的地面低压后部（西部）. 由于热成风涡度平流将正热成风涡度输送到低压上空，引起低压发展(图6·32).

(2) 热成风引导项 ($-\boldsymbol{v}_T \cdot \nabla\zeta_0$). 这一项是热成风平流地面的涡度系统，在第一节中已指出，地面气压系统多闭合的，在地面图上，气压系统和涡度系统近于重合，所以这一项表示地面气压系统按热成风运动，故称为热成风引导项.

如图 6·33 所示，虚线为等厚度线，实线为地面等压线，也可以近似看作地面的等涡度线. 对低压而言，中心涡度最大，在低压前部，$-\boldsymbol{v}_T \cdot \nabla\zeta_0 > 0$，气旋发展；低压后部，$-\boldsymbol{v}_T \cdot \nabla\zeta_0 < 0$，反气旋发展. 在气旋中心 $-\boldsymbol{v}_T \cdot \nabla\zeta_0 = 0$，故气旋并不加深，而向气旋发展区(即 $-\boldsymbol{v}_T \cdot \nabla\zeta_0 > 0$ 的地区)移动，即沿热成风方向移动.

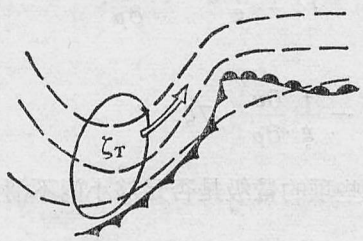


图 6·32 地面低压上空厚度场(虚线)及其热成风涡度平流(实线)

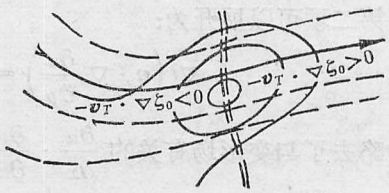


图 6·33 热成风引导项产生的地面发展（双虚线为 $-\boldsymbol{v}_T \cdot \nabla\zeta_0 = 0$线）

对于浅薄的系统，基本上沿高空气流方向运动的事实很早即被发现，称为“引导原则”. 事实上，地面气压系统不一定沿着等厚度线方向移动，而是沿着高空某一层气流方向或高度场与厚度场加权平均后的气流方向运动. 所以热成风引导项只能解释有关引导的一部分事实.

(3) 热成风平流地球自转涡度项 ($-\boldsymbol{v}_T \cdot \nabla f$). 在偏北的热成风下有气旋发展，偏南热成风下有反气旋发展. 即在厚度槽前为反气旋发展，厚度槽后为气旋发展. 一般情况下，地面气旋位于厚度槽前，反气旋位于厚度槽后，所以这一项是阻碍已有的气旋、反气旋发展的，对于一般气旋尺度系统而言，这一项量级较小，常略去.

第八节 斜压大气中高空天气系统的发展

第四节中讨论高空系统的变化时，没有考虑温度场的影响，而实际大气中温度场的作用是很显著的. 地面系统发展时温度场的效应已在第六节、第七节中简单地叙述过. 这里简单地讨论一下高空系统的发展[局限于讨论平均层上(约在 500 毫巴)的发展].

在斜压大气中风场随高度是有变化的，即风速随高度增加. 可以用下式来描述风场随高度的变化：

$$\boldsymbol{v} = \bar{\boldsymbol{v}} + A(P)\boldsymbol{v}_T. \tag{6·54}$$

式中 $\bar{\boldsymbol{v}}$ 为平均层，即在垂直方向上对气压取平均后的风速，$\boldsymbol{v}_T$ 为热成风风速，$A(P)$ 是气压的一个函数. (6·54)式所表示的风场在风速上有变化，但热成风 $\boldsymbol{v}_T$ 的方向不变. $A(P)$ 可由实际资料定出. 相应的涡度可写成：

$$\zeta = \bar{\zeta} + A(P)\zeta_T. \tag{6·55}$$

将(6·54)与(6·55)式代入涡度方程(6·41),有

$$\frac{\partial \bar{\xi}}{\partial t}+A(P)\frac{\partial \bar{\xi}_T}{\partial t}=-(\bar{v}+A(P)\boldsymbol{v}_T)\cdot\nabla(\zeta+A(P)\zeta_T+f)+f\frac{\partial \omega}{\partial p}. \tag{6·56}$$

对气压取平均,并应用在大气上下界垂直运动为零($\omega_{P_0}=\omega_0=0$)的边界条件,同时根据 $A(P)$ 的意义有

$$\overline{A(P)}=\frac{1}{P_0}\int_0^{P_0}A(P)dP=0,$$

得平均层上的涡度方程为:

$$\frac{\partial \bar{\xi}}{\partial t}=-\bar{v}\cdot\nabla(\xi+f)-\overline{A^2(P)\boldsymbol{v}_T}\cdot\nabla\zeta_T. \tag{6·57}$$

(6·57)式表明平均层上涡度变化,除了决定于该层上的涡度平流外,还决定于热成风涡度平流. 这一项就是大气斜压性的作用.

(6·57)式可用来预报500毫巴等压面上的天气系统,由于考虑了温度场的作用,所以效果应比(6·25)式为好. 定性应用方法和第四节所述相似,不再重复.

图6·34为发展的高空槽的温压场示意图,可以用热成风涡度平流的作用($-\overline{A(P)\boldsymbol{v}_T}\cdot\nabla\zeta_T$)来理解其过程. 图中的温度槽落后于气压槽,这样热成风涡度平流将与温度槽相伴随的正热成风涡度输送到气压槽中(如图中双箭头所示),引起槽的发展. 也就是说,在这种情况下,在槽线上,$-\overline{A^2(P)\boldsymbol{v}_T}\cdot\nabla\zeta_T>0$,即在槽线上涡度将增加,槽发展.

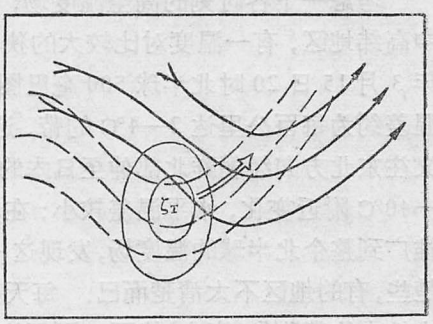


图6·34 发展的高空冷槽
(矢线为等高线,虚线为等厚度线,实线为热成风涡度线)

从图6·34可看出,在槽线上和槽后有冷平流,所以一般习惯于将槽线上和槽后有冷平流的槽预报为发展的. 从上面分析可看出,与其说槽后冷平流使槽发展,还不如认为在这种情况下,温度槽的热成风涡度输送到气压槽中,使气压槽的涡度增加,导致槽加深为好.

第二篇　东亚天气系统和天气过程

第七章　锋

天气变化很复杂，风、雨、冷、暖等等现象时刻交替不停．这些千变万化的现象，是与大气里各种系统，如高空槽脊，低空气旋、反气旋等等系统有关的．而这些气压系统又与大气中两种基本事实——锋与急流紧密联系着．因此有必要对它们作较为详细的介绍．为了讲述方便起见，把急流放在以后章节中讨论，本章着重讨论锋的问题．

第一节　气团和锋的基本概念

考虑一下各时刻的高空温度场，可以发现大气中水平温度分布是不均匀的，而是在中高纬地区，有一温度对比较大的狭窄地带，亦即高空图上等温线密集地带．如以1970年3月15日20时北半球500毫巴图上的等温线分布为例，见图7·1．在东亚地区，有一温差约为每百公里达2—4℃的带，这个带自我国新疆西部往东南方向伸至山东省，而后又往东北方向经朝鲜北部伸至日本的北海道一带．这个地带以北大范围空气的温度在－40℃附近变化，水平温差较小；在其以南，温度在－15℃附近变化，水平温差也较小．推广到整个北半球的温度场，发现这一温度对比较大的带，绕半球一周，不过有的地区清楚些，有的地区不太清楚而已．每天高空图上温度场都有这种现象．人们把这个温度对比较大的带称作(高空)锋区，而把锋区两侧的热力性质在水平方向比较均一的大范围空气称为气团．

一、气　　团

不同的气团有不同的热力属性．气团的基本热力性质为温度、湿度，还有稳定度．由于属性不同而有不同的气团名称．通常用得最广泛的是冷气团和暖气团，有时为了表征湿度用干气团和湿气团，有时为了表征稳定情况又有稳定气团和不稳定气团之称．气团的性质常常与它的来源有关，因此又有不同地理位置的名称．例如来源于北冰洋和极地地区的气团，常是冷而干的，来源于北冰洋的尤为寒冷，为着区分起见，常分别称为冰洋气团和极地气团．如侵入我国的西伯利亚气团，大多属于极地气团，强寒潮的气团有的属于冰洋气团．来源于热带洋面和赤道洋面的气团，称为热带气团和赤道气团，这两类气团是热而潮湿的，赤道气团尤为潮湿．热带气团也有热而干燥的，如非洲大陆的气团就是这样．

气团的性质不是固定不变的，而是在一定物理过程下发生量变和质变．绝热上升冷却和绝热下沉增暖，气团和下垫面之间的热量交换，吸收下垫面的水汽，凝结潜热的释放，辐射等等，都是气团变性的物理过程．象来源于西伯利亚的冷而干的气团，往东、往南移到大洋面上，就要变得暖些，变得很潮湿．

气团在近地面层，大多与高压区或反气旋环流相联系，譬如来源于西伯利亚的气团常

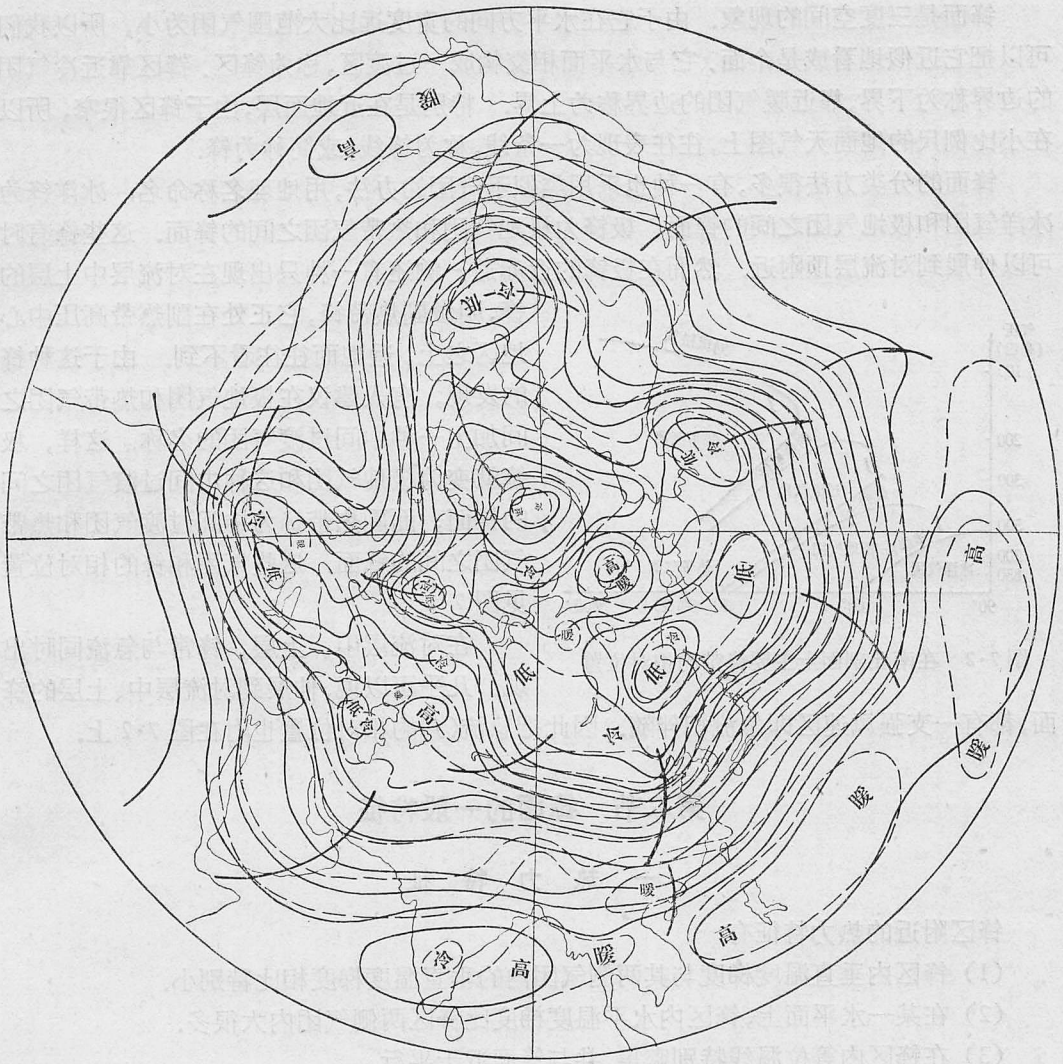


图 7·1　1970 年 3 月 15 日 20 时 500 毫巴图

与冷高压相联系，洋面上的热带气团常与副热带高压相联系.

二、锋　　面

两种不同性质的气团发生相对运动时，在其交界面上发生相互作用就构成锋面. 所以锋面可以看成是性质不同的两种气团之间的狭窄的过渡带，通过锋面，气象要素和天气现象变化很剧烈. 在气团内部，温度（T）、位温（θ）、假相当位温（θ_{se}）的水平梯度一般小于 1℃/100 公里，而在锋区里，这些属性的水平梯度可加大 10 倍，强锋区可达到 10℃/100 公里. 可见由这一气团通过锋区到另一气团，这些属性有很突然的变化.

气团的水平范围大致由几百公里到几千公里，垂直范围大致由几公里到 20 公里（即垂直方向可以到对流层顶. 锋的长度与气团的水平范围相当，即几百公里到几千公里；而宽度却远比气团为小，窄狭的锋区只有几公里，宽广的锋区也不过只有几百公里. 锋的垂直范围也同气团相当. 气团和锋面的活动时间尺度相当，均为一周左右.

锋面是三度空间的现象．由于它在水平方向的宽度远比大范围气团为小，所以我们可以把它近似地看成是个面．它与水平面相交构成一过渡区，称为锋区．锋区靠近冷气团的边界称为下界，靠近暖气团的边界称为上界．特别是在近地面层，由于锋区很窄，所以在小比例尺的地面天气图上，往往表现为一条线，称为锋线，或简称为锋．

锋面的分类方法很多，有一种也采用类似于气团的办法，用地理名称命名．冰洋锋为冰洋气团和极地气团之间的锋面，极锋为极地气团和热带气团之间的锋面．这些锋有时可以伸展到对流层顶附近．然而在极锋的近赤道一侧还有一种只出现在对流层中上层的锋，叫做副热带锋，它正处在副热带高压中心地区之上，近地面往往看不到．由于这种锋的发现，有人建议在极地气团和热带气团之间加上一种中间过渡气团的名称．这样，极锋就变为极地气团和这种中间过渡气团之间的锋面，而副热带锋为中间过渡气团和热带气团之间的锋面．这些气团和锋的相对位置见图 7·2．

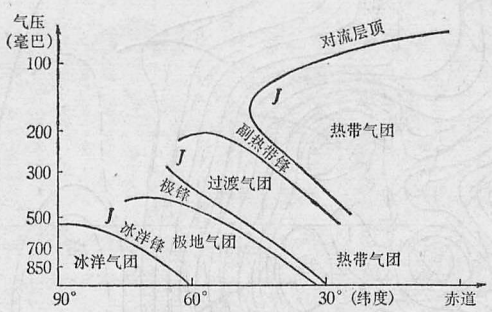


图 7·2　在南北剖面上主要锋带的相对位置

在对流层中、上层，锋常与急流同时出现．几乎可以说，伸展到对流层中、上层的锋面，都有一支强风速区即急流相伴随．因此把急流(J)的相对位置也附在图 7·2 上．

第二节　锋面的一般特征

一、热　力　特　征

锋区附近的热力特征有：

(1) 锋区内垂直温度梯度与其两侧气团内的垂直温度梯度相比特别小．

(2) 在某一水平面上，锋区内水平温度梯度比锋区两侧气团内大很多．

(3) 在锋区内等位温线特别密集，并与锋面近于平行．

(1)、(2)特征由图 7·2 可以看到．为了说明锋区内温度垂直梯度特别小这一特点，可以看图 7·3．图中 AEB 和 CFD 分别为暖、冷气团中的层结曲线．当这两气团相遇时其中间形成了界面，即锋面．如界面是很理想的，则通过锋面的层结曲线会出现温度不连续现象．例如锋面出现在 Z_2 高度上，温度层结将由 AE 突然变到 $F'FD$．但是这种不连续现象在大气中是没有的，我们常见到的是有一定宽度的锋区．如锋区出现在图 7·3 的 Z_1 和 Z_2 之间的高度上，通过此锋区的层结曲线应为 $AEFD$．Z_2 之上为暖气团，其层结特征以 AE 表示；在 Z_1 以下为冷气团，其层结特征以 FD 表示．锋区的层结以 EF 表示，其上部具有暖气团性质，下部具有冷气团性质．在这

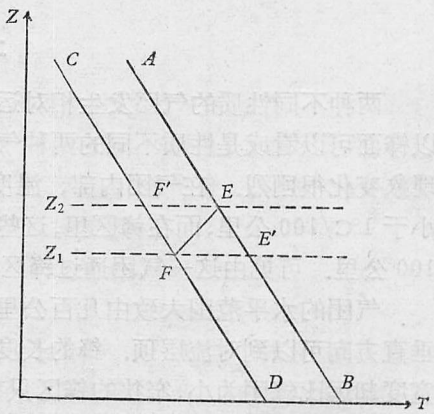


图 7·3　通过锋面的温度层结示意图

个区域内温度垂直梯度比起 EE' 和 FF' 所表示的暖、冷气团来说要小很多. 上述锋区是一个逆温层.

实际大气中所观测到的锋区里温度层结有三种情况: (1) 温度随高度增加的逆温现象,即锋面逆温;(2)温度随高度不变的等温现象;(3)温度随高度减小,但绝对值小于每百米 0.6℃. 这三种情况分别如图 7·4(b) 上层结曲线中的 DE, FG 和 HI 所示. 锋区的三种不同温度层结, 反映锋面的强度, 逆温情况锋面最强, 温度随高度减小的情况锋面最弱. 锋面附近等温线在剖面图上的分布, 如图 7·4(a) 所示, 可以看出锋面内三种不同温度层结在剖面图上等温线有不同的形态.

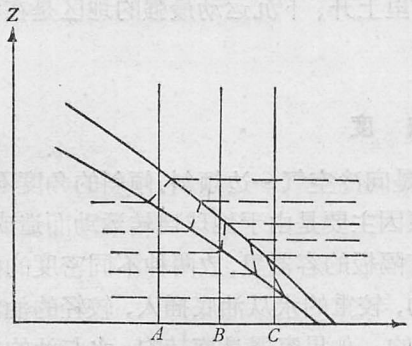


图 7·4(a) 剖面上锋区附近的等温线

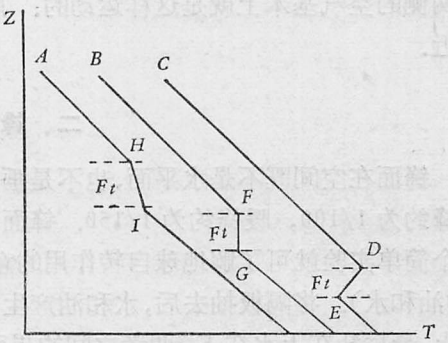


图 7·4(b) A,B,C 三站的层结曲线

锋区内水平温度梯度远比其两侧气团为大的现象, 不论在剖面图上还是在等压面图上都有所反映. 在等压面上,锋区表现为一等温线相对密集带,锋的走向基本上和等温线的走向平行,如图 7·5 所示. 所以等压面上等温线分布可以很明显地揭示锋区的特点,等温线越密集, 即水平温度梯度越大, 则锋区越强. 由于锋面在空间是向冷空气一侧倾斜的, 所以高空图上锋区的位置偏在地面锋线的冷空气一侧, (见图 7·5), 等压面高度越高,向冷空气一侧偏移越多. 对比同一时刻不同高度等压面上的锋区位置, 可以大致决定锋面的坡度, 锋区相对位置越近,锋面坡度越大.

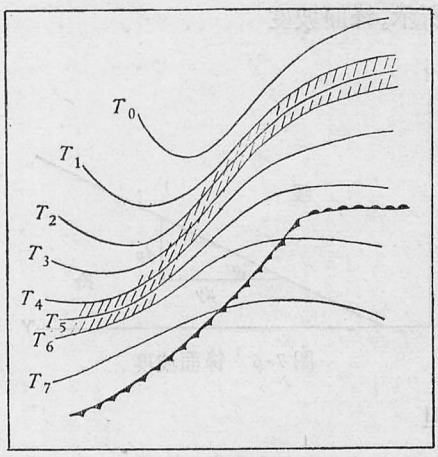


图 7·5 等压面上等温线密集区为锋区(用斜线表示), 并附上地面锋线

从锋区附近(1),(2)热力特征,很容易得出锋区内等位温线特别密集的结论. 然而锋区内等位温线的分布, 主要是反映大气的热力过程. 在理论上,把锋面当成物质面, 所谓物质面是说, 锋面在移动时, 组成锋面的空气质点虽可以沿锋面移动,但永不能离开这个面.如果大气处于干绝热过程,等位温面 (在剖面上就是等位温线) 即为物质面. 那么剖面上等位温线应该与锋面平行. 这一点也是在剖面图上把锋定得与等位温线近于平行的依据. 然而大气并非干绝热的, 比如说, 在自由大气中有凝结潜热释放, 在地面层有辐射加热和冷却,显然,锋区在这些地方会与等位温线有一定的交角. 有时为了反映大气的湿绝热过程,不分析等位温线, 而用等 θ_{se} 线. 虽然如此, 有时锋与等 θ_{se} 线还

是有一定交角，这说明锋面并非物质面，时常有空气质点穿越锋区.

由上面所指出的锋的热力特征，还可看到锋区的另一有动力意义的重要特征，即锋区是大气斜压性集中地带. 所谓大气斜压性，简单地说，是指等压面和等温面不重合，而是两者交织成许多“管子”称为“力管”. 力管数目多少反映斜压性的强弱. 不论剖面图还是等压面图，都可以揭示大气的斜压性. 在剖面图上用等压线和等温线或用等位温线和等温线所交的力管来表征斜压性；在等压面上，可以近似地由等温线和等高线所交的力管来表征斜压性. 不管用那种方法都可以看到，锋区内的斜压性比其两侧气团中要强得多. 锋区的这种斜压性集中地区，将产生一种正环流趋势：暖空气上升，冷空气下沉. 锋区及其两侧的空气基本上就是这样运动的. 所以大气里上升、下沉运动最强的地区是在锋区附近.

二、锋 面 坡 度

锋面在空间既不是水平面，也不是垂直的，而是向冷空气一边倾斜. 倾斜的角度不大，冷锋约为 1/100，暖锋约为 1/150. 锋面倾斜的原因主要是由于地球自转运动而造成的. 举个简单实验就可了解地球自转作用的意义. 在有隔板的容器里，放两种不同密度的液体（如油和水）. 将隔板抽去后，水和油产生相对运动，较重的水从油底插入，较轻的油浮到水上，最后油在上水在下，两者之间的界面是水平的. 如果容器是旋转的，水与油的插入运动将减小，水平运动大大增加，最终油与水之间构成倾斜的界面. 锋面之所以有坡度，原理上与此实验相似.

为了在理论上处理方便计，假设锋面是物质面. 取右螺旋坐标系，X 轴平行于锋，Y 轴指向冷空气为正，Z 轴垂直向上. 以“′”表示暖空气的情况，无“′”为冷空气. 如图7·6所示，锋面坡度

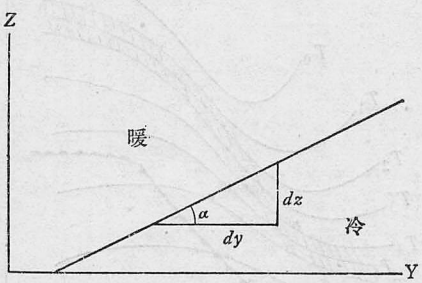


图 7·6 锋面坡度

$$\tan\alpha = \frac{dz}{dy}, \tag{7·1}$$

式中 α 为锋面倾斜角.

由动力学边界条件，锋面两边的气压应是连续的，即

$$P = P',$$

因而

$$dP = dP'.$$

但

$$dP = \frac{\partial P}{\partial x}dx + \frac{\partial P}{\partial y}dy + \frac{\partial P}{\partial z}dz,$$

$$dP' = \frac{\partial P'}{\partial x}dx + \frac{\partial P'}{\partial y}dy + \frac{\partial P'}{\partial z}dz.$$

同时，由于已选取 X 轴平行于锋，将有

$$\frac{\partial P}{\partial x} = \frac{\partial P'}{\partial x}, \tag{7·2}$$

因而

$$dP' - dP = \left(\frac{\partial P'}{\partial y} - \frac{\partial P}{\partial y}\right) dy + \left(\frac{\partial P'}{\partial z} - \frac{\partial P}{\partial z}\right) dz = 0.$$

故锋面坡度可写成

$$\tan\alpha = \frac{dz}{dy} = -\frac{\dfrac{\partial P'}{\partial y} - \dfrac{\partial P}{\partial y}}{\dfrac{\partial P'}{\partial z} - \dfrac{\partial P}{\partial z}}. \tag{7·3}$$

在这里运用静力学方程:

$$\frac{\partial P'}{\partial z} = -\rho' g, \qquad \frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g,$$

代入分母就得到

$$\tan\alpha = \frac{\dfrac{\partial P'}{\partial y} - \dfrac{\partial P}{\partial y}}{g(\rho' - \rho)}. \tag{7·4}$$

再用地转风方程:

$$\frac{\partial P}{\partial y} = -f\rho u_g, \qquad \frac{\partial P'}{\partial y} = -f\rho' u'_g, \tag{7·5}$$

代入分子则得

$$\tan\alpha = -\frac{f(\rho' u'_g - \rho u_g)}{g(\rho' - \rho)}. \tag{7·6}$$

如果取平均值:

$$\bar{\rho} = \frac{\rho + \rho'}{2}, \qquad \bar{u}_g = \frac{u_g + u'_g}{2},$$

则

$$\rho' u'_g - \rho u_g = \bar{\rho}(u'_g - u_g) + \bar{u}_g(\rho' - \rho).$$

上式右边第二项通常远比第一项为小,可以略去,即

$$\rho' u'_g - \rho u_g \cong \bar{\rho}(u'_g - u_g).$$

代入式(7·6),

$$\tan\alpha \cong -\frac{f}{g}\frac{\bar{\rho}(u'_g - u_g)}{\rho' - \rho}.$$

再用气体方程 $\rho = P/RT$ 代入,经过简化,就得

$$\tan\alpha \cong \frac{f}{g}\frac{\bar{T}(u'_g - u_g)}{T' - T} \tag{7·7}$$

式中 $\bar{T} = \dfrac{T' + T}{2}$. 式(7·7)就是锋面坡度公式. 回顾在推导这个式子的过程中,是把水平气压梯度用地转近似这个关系代入的,如果不用地转近似,而用完全的运动学方程代入,(7·7)式右边还有三项: 即加速度项,垂直运动项和摩擦项. 在自由大气中,以加速度项较为重要.

从(7·7)式可以得出如下几点结论:

(1) 如果其他因子不变,锋面坡度角随纬度减小而减小,这就说明了锋面坡度在高纬

度大于低纬度，这也说明了锋面南下后坡度变小的事实．在赤道 $\varphi = 0$，$\tan\alpha = 0$，意思是在赤道不可能有锋．

(2) 两种气团温差减小，锋面坡度增大．直到两气团之间没有温差时，$\alpha = 90°$，两气团之间的界面(锋)是垂直的，其实也是没有锋．

(3) 锋两侧平行于锋的风速差增大，锋面坡度增大，风速差减小，坡度减小，当风速差变为零，锋面近于水平，也就是无锋现象．从这点可以说明，锋面两侧水平风速的切变，而且是气旋式切变 (即 $u'_g - u_g > 0$) 对于锋面坡度的维持是何等的重要．

另外，由(7·7)式可以看到，由于锋两侧空气运动是地转的，平行于锋面，因而这种锋面应该是定常的．而事实上我们所见到的锋时常是移动的，并且作上下摆动．造成这种矛盾的原因在于推导(7·7)式时略去了加速度项，也就是没有垂直于锋的速度，而这种风速是推动锋位移的重要部分，也是使锋上下摆动的重要部分．

三、锋附近风的特征

锋面附近风有下列两特征：

1. 锋两侧风有气旋式切变特征

根据(7·7)式，要维持大气中锋面存在，其两侧的风应为气旋切变，这种切变或者是风速切变或者是风向切变，或者两者皆有．这种现象在近地面层，加上摩擦的影响，尤为明显．例如当冷锋走向呈东北一西南向时，锋前多为西南风，锋后为西北风．当暖锋走向呈西北一东南向时，锋前多为东南风，锋后多为南风或西南风．当寒潮冷锋南下，其走向近于东一西时，锋前、锋后往往风向一致，多为东北风，然而风速却不一致，锋后远大于锋前，形成风速上的气旋式切变．

在对流层中层，锋两侧的风基本上是气旋切变，而且多表现在风速切变上．

2. 通过锋面风的垂直切变很大

锋区是水平温度梯度很大的地区，由热成风关系可知，通过锋面的热成风很大，因而风的垂直切变也很大．这种现象冷、暖锋皆遵守．至于风随高度的旋转方向，要视通过冷、暖锋而定．通过暖锋，由于暖锋上盛行暖平流，风随高度作顺时针旋转．通过冷锋，由于盛行冷平流，风随高度作反时针旋转．这种现象我们从测风气球可以看得很清楚，通过锋面，或者风向急转，风速增大，或者风向虽然变化很小然而风速增加很大．

对流层顶附近的强风速区，即急流，虽然不在锋区里，然而风速随高度增加最快是在锋区里．

四、锋附近的气压场

由(7·4)式可知，$\rho' - \rho < 0$，$\alpha > 0$，或 $\tan\alpha > 0$，必须

$$\frac{\partial P'}{\partial y} - \frac{\partial P}{\partial y} < 0. \tag{7·8}$$

还要注意到，与这个关系同时成立的还有

$$\frac{\partial P'}{\partial x} = \frac{\partial P}{\partial x}$$

的关系．把这两个关系式同时考虑，可以得到锋附近的气压场，如图 7·7 所示．其中上面

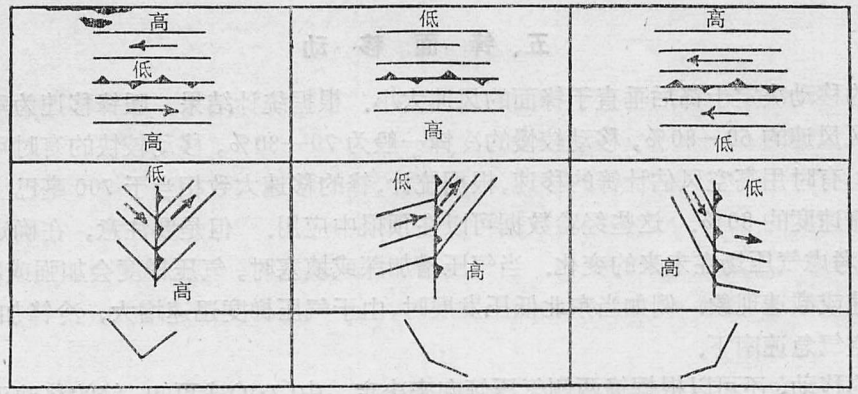


图 7·7　锋附近的气压场(矢线表示地转风)(下面三幅图表示对应中间三幅图的气压倾向)

三幅表示在 $\frac{\partial P'}{\partial x}=\frac{\partial P}{\partial x}=0$ 的情况下锋是处在气压场的"隐槽"中,锋一般呈准静止状态.中间三幅表示在 $\frac{\partial P'}{\partial x}=\frac{\partial P}{\partial x}\neq 0$ 的情况下,锋是处在气压场的 V 形槽中. 由此可以看到,锋附近的气压场有一个重要特征,即通过锋的等压线要由低压向高压处折角. 这也就是为什么锋要定在气压槽里的依据.

锋位于低槽里,等压线有向高压折角的现象,只在大气低层清楚,在对流层中、上层,锋是处在槽线前部,通过锋区等压(高)线没有明显折角,如图 7·8 所示. 这主要是由于在中、上层等压面坡度增大,温度场对等压面形状的影响增大,以致槽落在锋面之后.

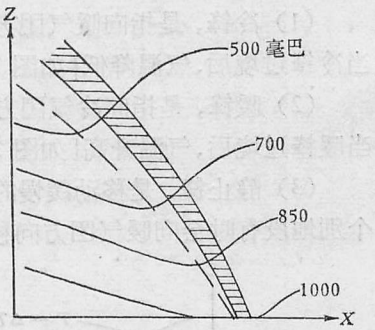


图 7·8　锋面附近等压面剖面示意图

锋附近的气压倾向也是不连续的,由下列证明可见. 由于锋上气压是连续的,即 $P=P'$,对随锋移动的坐标系而言,将有

$$\frac{\delta(P-P')}{\delta t}=\frac{\partial(P-P')}{\partial t}+c_f\frac{\partial(P-P')}{\partial y}=0,$$

式中 c_f 为锋沿着 Y 轴的移动速度. 故有

$$c_f=-\frac{\dfrac{\partial P}{\partial t}-\dfrac{\partial P'}{\partial t}}{\dfrac{\partial P}{\partial y}-\dfrac{\partial P'}{\partial y}},\tag{7·9}$$

因为 c_f 不等于零,$\frac{\partial P}{\partial y}-\frac{\partial P'}{\partial y}\neq 0$,则

$$\frac{\partial P}{\partial t}-\frac{\partial P'}{\partial t}\neq 0,$$

可知锋附近气压倾向是不连续的. 所以当锋移过测站时,气压自记曲线上,同地面图上等压线有折角一样,气压曲线也有折角. 图 7·7 中下面三幅图表示与中间三幅图相对应的锋过境时所应有的气压倾向.

五、锋 面 移 动

锋的移动决定于锋后垂直于锋面的风速大小．根据统计结果，暖锋移速为垂直于锋的梯度风风速的 60—80％，移动较慢的冷锋一般为 70—80％，移动较快的有时可与梯度风相近．有时用高空风估计锋的移速，根据统计，锋的移速大致相当于 700 毫巴上垂直于锋的气流速度的 80％．这些经验数据可以在预报中应用．但是要注意，在确定锋的移速时，要考虑气压场在未来的变化．当气压槽加深或填塞时，气压梯度会加强或减弱，锋会有加速或减速现象．例如当东北低压发展时，由于气压梯度迅速增大，冷锋加速移动，导致冷空气急速南下．

锋的移动，还可以根据锋两侧气压倾向来决定．由(7·9)式可知，锋的移速正比于锋两侧的气压倾向之差，反比于锋两侧气压梯度之差．用(7·9)式直接计算锋的移速是不方便的，但 (7·9) 式可以定性运用．因为 (7·9) 式分母总是正的，故锋两侧气压倾向之差越大，锋移速越快．日常经验证明，当冷锋后正变压加大时，冷锋很快南下．

第三节 锋面分类与锋面天气

一、锋 面 分 类

根据锋面两侧冷暖气团的移动方向，可以把锋分为冷锋、暖锋、静止锋和锢囚锋．这种分类在实际工作中应用很广．

(1) 冷锋，是指向暖气团方向移动的一种锋，意思是冷气团逐渐替代暖气团的位置，当冷锋过境后，气温降低[如图 7·9(a) 所示]．

(2) 暖锋，是指向冷气团方向移动的一种锋，意思是暖气团逐渐替代冷气团的位置，当暖锋过境后，气温升高[如图 7·9(b) 所示]．

(3) 静止锋，是移动缓慢的一种锋，或呈准静止状态[如图 7·9(c) 所示]．静止锋的个别地段有时会向暖气团方向移动，或者向冷气团方向移动，因此它可转变为冷锋或暖

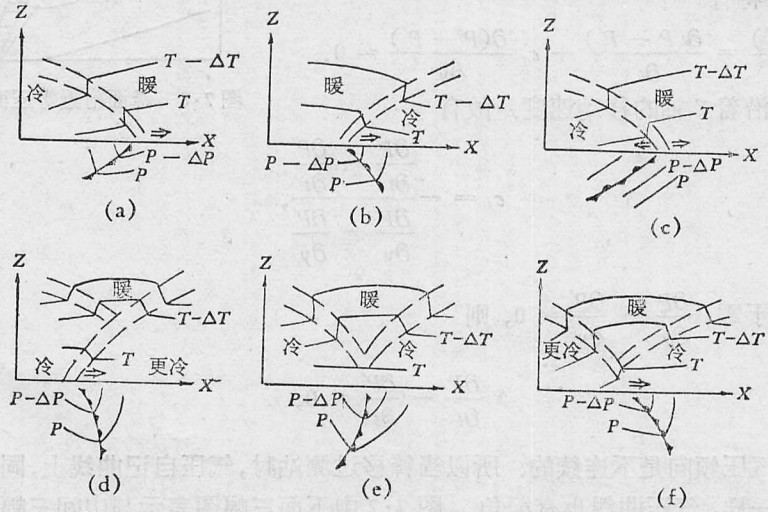


图 7·9 (a)冷锋，(b)暖锋，(c)静止锋，(d)暖性锢囚锋，(e)中性锢囚锋，(f)冷性锢囚锋

锋.

(4) 锢囚锋,由于冷锋移速远快于暖锋,冷锋赶上暖锋后,把暖空气抬离地面,近地面层冷暖锋合并而形成一种锋叫锢囚锋. 有时由于某些原因,例如地形作用,使两条冷锋相对而行,也可形成锢囚锋. 锢囚锋可以分为暖性锢囚锋、中性锢囚锋和冷性锢囚锋[如图7·9(d),(e),(f)所示]. 如果暖锋前的冷气团比冷锋后的冷气团更冷些,锢囚锋又有暖锋性质,称为暖性锢囚锋. 这种锢囚锋的高空温度脊处于地面锢囚锋的前方. 如果暖锋前的冷气团比冷锋后的冷气团相对要暖些,便是冷性锢囚锋. 这种锢囚锋的高空温度脊处在地面锋的后方. 如果暖锋前的冷气团与冷锋后冷气团温度相同时,便是中性锢囚锋,这时高空温度脊正在地面锋的上空.

二、锋 面 天 气

1. 影响锋面天气的主要因素

决定锋面上云雨现象的基本因素是:空气中的水汽含量,垂直运动和稳定度. 大气中水汽达到饱和的最有效方式是绝热冷却,锋面附近上升运动强,有利于绝热冷却. 云的形态和降水量的大小,决定于冷暖气团(主要是暖气团)的水汽含量和大气稳定度,如果暖气团很潮湿,伴随锋会有降水甚至可以很大,如果暖气团很干燥,不但没有降水甚至只有薄薄的云层. 如暖气团不稳定,锋上会出现对流性云和阵性降水,如暖气团稳定,锋面上只有层云和连续性降水.

锋面附近常有系统性垂直运动,而且很强. 至于产生垂直运动的原因,一般人认为有两个方面:

(1) 锋面两侧冷暖空气的相对运动而产生的滑升作用. 在这里是把锋面当作物质面,锋面附近暖空气的垂直运动,与暖空气相对于锋面移速和锋面坡度有关. 如果令Y轴指向冷空气,X轴平行于锋面. v' 表示暖空气垂直于锋面即沿Y轴的风速分量,c_f 为锋面沿Y轴的移速,则暖空气的垂直运动

$$w' = (v' - c_f)\tan\alpha; \tag{7·10}$$

同样,冷空气的垂直运动

$$w = (v - c_f)\tan\alpha. \tag{7·11}$$

由此可得

$$c_f = v' - w'\cot\alpha = v - w\cot\alpha,$$

即

$$w' - w = (v' - v)\tan\alpha. \tag{7·12}$$

由(7·12)式可知,当冷暖空气沿垂直于锋方向的相对运动知道后,即可决定冷暖空气的相对垂直运动. 因为从讨论天气现象角度考虑,最关心的是暖空气的垂直运动,这可由(7·10)式看到,当暖空气运动快于锋面移速时,则暖空气作上升运动;反之暖空气作下沉运动. 就暖锋而言,$v' > c_f$,故暖空气沿锋上滑. 就冷锋而言,低层和高层常常不一样,在低层 $v' - c_f > 0$,故暖空气上升,在高层常常是 $v' - c_f < 0$,故暖空气下沉.

(2) 锋面总是与一定气压系统相联系出现,气压系统所联系的垂直运动,对于锋面附近产生垂直运动有很大影响. 一般说来,高空槽前有上升运动,槽后有下沉运动. 脊的情况相反. 所以当锋面处于槽前时,锋面上上升运动剧烈,会有大范围的云雨现象;当锋面

处于槽后时，锋面上有下沉运动，不易有云雨现象．然而槽前强烈上升运动只是集中在比较小的范围，大体是在地面气旋中心地区，其它地区或为弱的上升运动，或为下沉运动，因而处在槽前的锋，各个锋段上的垂直运动分布也不相同．同理，处在脊前的锋上的垂直运动也不一样．至于槽脊区垂直运动的判断在后面章节要谈到，这里暂且用冷暖平流来讨论．强暖平流地区多为上升运动，强冷平流区多为下沉运动．

通常冷暖锋与高空槽脊配置情况，用示意图 7·10 表示．暖锋一般由槽前伸到脊前，其上暖空气自西南走向东北，伴有上升运动（如图中暖平流区所示），当暖空气绕过脊线后再向东南，或上升运动减弱，或者伴有下沉运动（平流为零区）．这种暖空气运动情况，再加上锋面滑升现象，所以暖锋多为上升运动，只是在高层才会有微弱下沉运动．冷锋一般由槽前伸到槽后，对流层中高层锋面上暖空气多先为偏西气流而后变为西南气流．在偏西气流控制地区有下沉运动（如强冷平流区所示），加上强偏西风风速产生很强的沿锋下滑分量，所以盛行下沉运动．在西南气流控制区，接近地面气旋中心，伴有上升运动，再加上弱的风速或许含有上滑运动，所以这些地段锋面上有上升运动．在对流层低层，暖空气多为西南气流，既有低压系统的上升运动，又有锋面抬升作用，所以低层为上升运动．由此可知，冷锋在低层多为上升运动，中高层就因情况而不同，有的锋段为上升运动，有的为下沉运动．

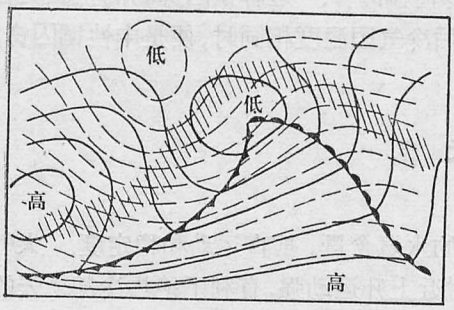


图 7·10　冷暖锋同高空槽脊的配置关系
（虚线为高空图上等高线，实线为地面等压线，阴影带为高空锋区）

下面就谈谈几种类型锋面的天气，首先应注意到两点：（i）所给的天气模式，多为目测或地面仪器测得的，有些结果将要受到雷达回波和卫星照片的重新检查．（ii）所给的天气模式多属宏观的，关于锋上云系的微结构，不在此讨论．

2. 暖锋天气

明显暖锋在我国出现得比较少．秋季一般只在东北地区、江淮流域出现，夏季多出现在黄河流域、渤海地区的气旋中．

暖锋的坡度较小，通常约为 1/150，暖空气沿着锋面缓慢上升，可达到很高的高度．主要云系和天气常发生在锋面上面，云底部与锋面相接，顶部则近于水平．云底部与锋面相接现象，有时只在锋面低层，中高层有相当的隔离．云的厚度越接近地面锋线云越厚．当暖空气稳定时，暖锋上云的序列多为卷云、卷层云、高层云，靠近锋线处为雨层云．降水发生于雨层云内，为连续性降水，降水宽度约 300—400 公里．这种云雨分布，如图 7·11 所示．

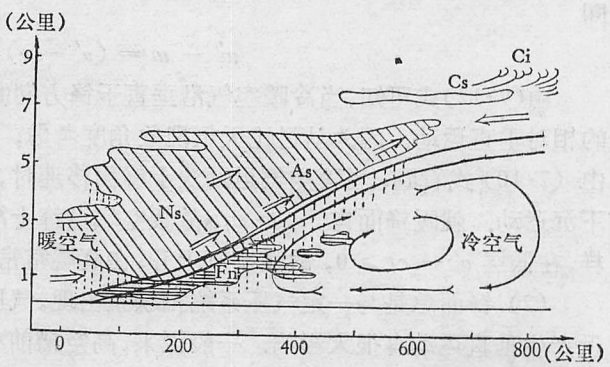


图 7·11　暖锋天气示意图

暖锋云系有时也并不连续，而是出现无云的空隙，水平范围可达

几十公里甚至几百公里.

在锋下的冷空气里，特别是靠近地面锋线处，常会出现碎层云、碎积云和层云. 这是由于从空中降下雨滴蒸发，冷空气中水汽增多，加上低层辐合、湍流混合等作用造成凝结现象所致. 如果这种饱和凝结现象出现在地面层，那就形成雾，即所谓锋面雾.

在夏季如暖空气不稳定，暖锋上也可能出现积雨云、雷雨以及阵性降水等对流天气.

如暖气团中水汽很少，例如春季出现在华北的暖锋，锋上只出现一些高云.

3. 冷锋天气

冷锋天气随冷锋的位置与高空槽线的配置不同而改变. 在高空槽线前部并接近地面低压中心附近的冷锋段的天气多为稳定性的，往往称其为第一型冷锋天气. 接近高空槽线处的冷锋段，如前所述，上升运动只限于地面锋线附近，高空锋区多为下沉运动，这种冷锋段上的天气多为不稳定性的，常又称为第二型冷锋.

第一型冷锋的坡度约为 1/100，其上的天气分布如图 7·12 所示. 云系与暖锋相似，仅次序相反. 在锋面下面的冷空气里有碎积云和碎层云出现. 降水区出现在锋后，多为稳定性降水，如果锋前暖空气不稳定时，在地面锋线附近常出现积雨云和雷阵雨天气.

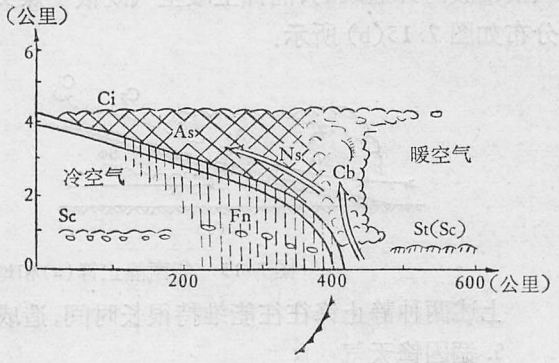


图 7·12 第一型冷锋天气示意图

第二型冷锋坡度较大，约为 1/70；在近地面有时近于垂直，而且它的移速也较第一型为快，因此锋前暖空气强迫抬升也剧烈. 此型冷锋天气在我国冬、夏两半年有显著不同.

在夏半年，暖气团比较潮湿，对流性不稳定受到冷空气强迫抬升，在地面锋线附近常产生发展旺盛的积雨云，出现雷雨、阵性降水天气. 但云雨区很窄，一般只有几十公里；在地面锋线的远前方会出现一些高云. 天气分布如图 7·13 所示，这种冷锋过境时，往往狂风暴雨，雷电交加，但时间短暂，锋线一过则天空晴朗.

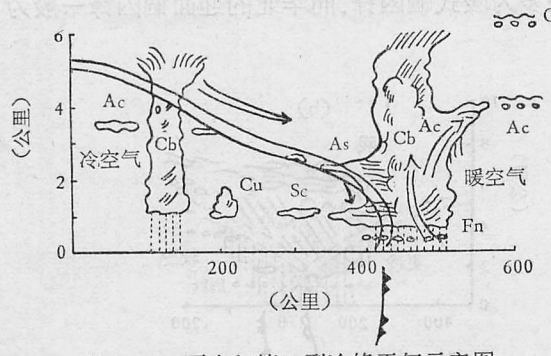


图 7·13 夏半年第二型冷锋天气示意图

在冬半年，由于暖空气比较干燥，只在地面锋线前方出现卷云、卷层云、高层云、雨层云，在地面锋线附近才有很厚很低的云层. 有时有不宽的连续性降水. 地面锋过境后，云很快消失，但风速迅速增大，常出现大风天气. 在干旱的春季还会有沙暴天气. 天气分布如图 7·14 所示，这种冷锋天气在我国北方春、冬季节时常见到. 特别是在春季，冷暖空气都很干燥，锋前只出现一些中高云，甚至无云，锋过后有大风沙暴天气.

4. 静止锋天气

静止锋在我国往往是由冷锋演变而成，因此其天气和第一型冷锋相似，其区别只是由于静止锋的坡度较小，只有 1/200 左右，因此云区和降水区的宽度比冷锋大．天气分布如图 7·15(a) 所示．静止锋的北侧一般吹东北风或东风，南侧吹西南风．春季我国华南一带出现的准静止锋，由于锋面坡度特别小，暖空气要爬升到距地面锋线一定的距离才能形成降水，因此降水区往往不是紧靠地面锋线，而是距锋后一定距离．自然，如果暖气团不稳定，会有雷阵雨天气．

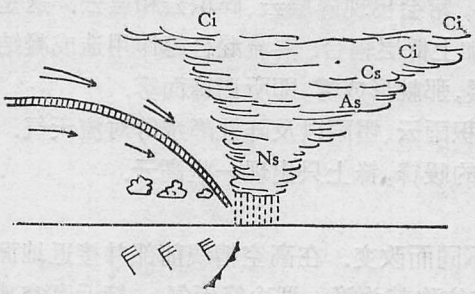


图 7·14　冬半年第一型冷锋天气示意图

另外在我国西南地区，由于冷空气南下受到西南山地的阻挡，在昆明、贵阳之间形成地形静止锋，称为昆明准静止锋．这类静止锋的云系出现在锋下冷空气里，这是由于冷空气沿山坡滑升造成的，而锋上暖空气既很干燥又爬升很缓慢，产生不了大规模云系．天气分布如图 7·15(b) 所示．

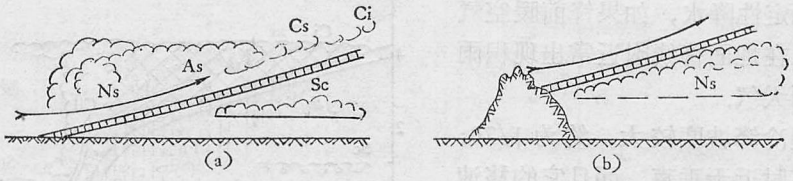


图 7·15　华南静止锋(a)和地形静止锋(b)天气模式

上述两种静止锋往往能维持很长时间，造成连阴雨天气．

5. 锢囚锋天气

锢囚锋是两条移动的锋面相遇而形成的，因此锢囚锋云系可以看成是由原来两条锋面上的云系相遇合并而成的，图 7·16(a) 和 (b) 为暖式锢囚锋和冷式锢囚锋天气的示意图．锢囚锋天气的一个显著特征就是在锢囚锋两侧均为降水区．锢囚锋降水不仅是由原来的两条锋面所带来，而且因为锋面相遇后，锋上暖空气的抬升作用进一步加强所造成的．我国冬春二季在东北出现的锢囚锋一般多为暖式锢囚锋．而华北的迎面锢囚锋一般为冷式锢囚锋．

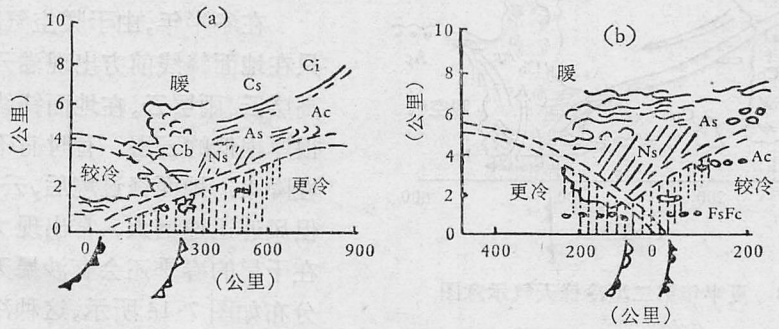


图 7·16　暖式锢囚锋天气(a)和冷式锢囚锋(b)天气

上面介绍了各类锋面的天气，说明了云雨天气的一般情况，只能作为实际天气分析和预报的参考．因为不但不同锋面有不同的天气，就是同一条锋面在不同的锋段天气也不

同，同一锋面同一锋段随着位移到不同地区天气也会不同．因此就要求读者，善于根据上面所给的模式结合具体情况应用到天气实践中去．

第四节　锋　生　锋　消

锋生是指促使锋面形成和加强的机制和过程，反之就是锋消．乍看起来，好象这是理论问题，对于实际预报意义不大．其实不然，由于对于锋生锋消预报不够准确，常导致预报严重失败．举个突出例子，在1956年3月中旬，有一条冷锋南下，逐渐减弱，根据经验预报，将会继续减弱，然而，当冷锋移过长江后突然加强，在湖南地区产生严重的灾害性天气．可见，准确锋生预报是何等重要．

下面从运动学和动力学两方面来讨论锋生问题．

一、运动学方法

在等压面图上，热力场上不连续地区，或者说，等温线密集地区，定义为锋．根据这个定义，可以推导出锋生定义．在等压面上，由于某些过程使得等温线沿着某一条线迅速加密，并比其他地区加密得快，我们说沿着这一条线上有锋生．所谓某些过程，是指水平运动、垂直运动和非绝热过程．图7·17表示等温线 T_1，T_2，T_3 由于水平运动在连续三个时刻所发生的密集程度不同．在 t_0 时比较稀疏，到 t_2 时密集起来，这就是锋生现象．这种锋生是由于水平运动不均匀造成的．下面根据这种锋生概念，引证数学表达式．

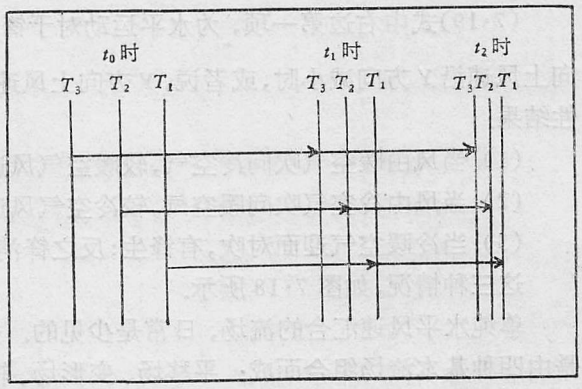


图 7·17　等压面上温度场的锋生现象

等压面上的等温线即等位温线，用位温讨论比用温度方便．等压面又近于水平，等压面上位温密集程度的变化，可以看作水平面上的锋生．设 $|\nabla\theta|$ 表示位温水平梯度的绝对值，F 表示锋生强度，如 d/dt 表示随锋或锋生线一起移动坐标系里的个别变化，因而

$$F = \frac{d}{dt}\left|\nabla\theta\right|. \tag{7·13}$$

选择 X 轴平行于锋或锋生线，Y 轴由暖空气指向冷空气的右螺旋坐标系．因而 $\dfrac{\partial\theta}{\partial x} = 0$，经过这样简化，锋生强度为：

$$F = \frac{d}{dt}\frac{\partial\theta}{\partial y}. \tag{7·14}$$

根据所选择的坐标系，可知

$$\begin{aligned} F &< 0 \quad \text{表示锋生，} \\ F &> 0 \quad \text{表示锋消．} \end{aligned} \tag{7·15}$$

把(7·14)式展开

$$F=\frac{d}{dt}\left(\frac{\partial\theta}{\partial y}\right)=\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial\theta}{\partial y}\right)+v\frac{\partial^2\theta}{\partial y^2}+\omega\frac{\partial^2\theta}{\partial p\,\partial y^2},\tag{7·16}$$

式中 v 为沿 Y 方向的风速，ω 为垂直运动，即气压的个别变化，负值为上升运动．再利用位温个别变化

$$\frac{d\theta}{dt}=\frac{\partial\theta}{\partial t}+v\frac{\partial\theta}{\partial y}+\omega\frac{\partial\theta}{\partial p}.\tag{7·17}$$

对 Y 微商

$$\frac{\partial}{\partial y}\frac{d\theta}{dt}=\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial\theta}{\partial y}\right)+\frac{\partial v}{\partial y}\frac{\partial\theta}{\partial y}+v\frac{\partial^2\theta}{\partial y^2}+\omega\frac{\partial^2\theta}{\partial p\,\partial y}+\frac{\partial\omega}{\partial y}\frac{\partial\theta}{\partial p}.\tag{7·18}$$

(7·16)式与(7·18)式联立，则得

$$F=-\frac{\partial v}{\partial y}\frac{\partial\theta}{\partial y}-\frac{\partial\omega}{\partial y}\frac{\partial\theta}{\partial p}+\frac{\partial}{\partial y}\frac{d\theta}{dt}.\tag{7·19}$$

这就是由三度空间运动决定的水平面上(或等压面上)锋生的表达式．如果要推导三度空间运动决定三度空间锋生的表达式，可用类似方法推导．(7·19) 式中各项的意义分别讨论如下．

1. 水平运动的作用

(7·19)式中右边第一项，为水平运动对于锋生的作用．当 $\frac{\partial v}{\partial y}<0$，就是说，当 Y 方向上风速沿 Y 方向减小时，或者说，Y 方向上风速汇合时，$F<0$，有锋生．因而有如下定性结果：

(1) 当风由暖空气吹向冷空气，较暖空气风速大于较冷空气，有锋生；反之锋消．

(2) 当风由冷空气吹向暖空气，较冷空气风速大于较暖空气，有锋生；反之锋消．

(3) 当冷暖空气迎面对吹，有锋生；反之锋消．

这三种情况，如图 7·18 所示．

单纯水平风速汇合的流场，日常是少见的．当把流场用线性展开后，就会发现，流场是由四种基本流场组合而成：平移场、变形场、辐散(辐合)场和旋转(气旋或反气旋)场．单纯的平移场和旋转场，对于锋生锋消不起作用．单纯的辐散场不利于锋生，单纯的辐合场有利于锋生，但最终使等 θ 线集中到一点，也不是大气中锋生的情况．唯有变形场有利于锋生．图 7·19 表示单纯变形场的形势(矢线表示流线)下的锋生过程(虚线表示等温线，阴影带为锋生线，或锋)．单纯变形场的横轴为 X 轴，纵轴为 Y 轴．风场的两个分量满

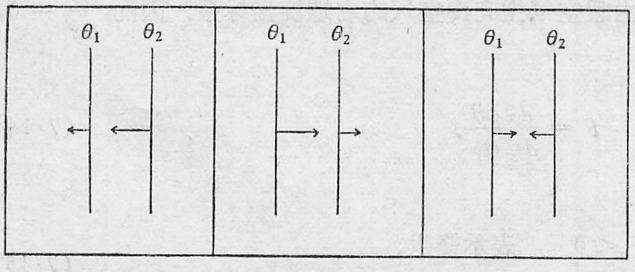


图 7·18　水平风速汇合时的锋生

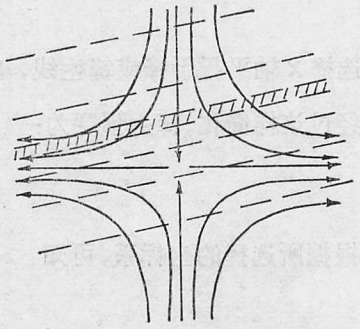


图 7·19　变形场下的锋生过程

足如下条件：平行于X轴的风分量随X增加而增大，即$\frac{\partial u}{\partial x}>0$；平行于$Y$轴的风分量随$Y$增加而减小，即$\frac{\partial v}{\partial y}<0$．后面的条件对于锋生起着重要作用．

当温度场叠置在变形流场上(如图7·19所示)，温度梯度将逐渐增大，而且在温度梯度最大之处(即图中阴影带所表示的)温度梯度增加最快．在此同时，变形流场还使等温线旋转，最终同X轴平行．X轴通常称为膨胀轴．最后锋就沿着膨胀轴形成或加强．

图7·19上所给出的等温线同膨胀轴相交的角小于45°，如果相交角较大，大于45°，等温线将会变得稀疏，这倒是锋消现象．一旦等温线旋转到同膨胀轴交角小于45°时，又会发生锋生．

在实际大气中单纯变形场还是少见的，通常有旋转流场叠置其上．图7·20(a)，(b)为气旋旋转和反气旋旋转叠置在变形场上的流场．在这些流场上，等温线将沿着气流流出的轴上密集．

图7·19和图7·20上的流场，按地转风近似关系，相当于鞍型气压场，即两高、两低交错配置的地区．在实际工作中，常常会发现，鞍形区有锋生现象．例如当地面冷高压自苏联西伯利亚、蒙古人民共和国南下后，在这高压和蒙古地区新的高压之间，常有近于东西走向的锋生成．

在低层大气中，常见的锋生流场如图7·21所示．其特点是叠置于变形场上的气旋旋转很大，以致槽很深．在这种流场上，等温线常沿着槽线密集，锋多位于槽区．

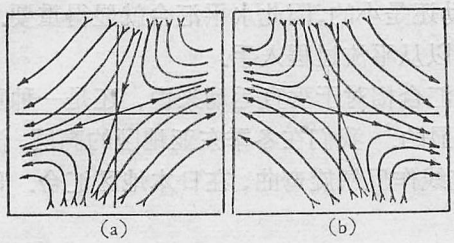


图7·20　气旋旋转(a)和反气旋旋转(b)叠置于变形场

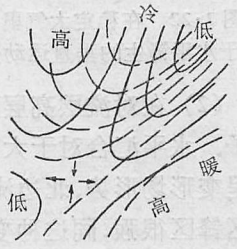


图7·21　常见的锋生流场

2. 垂直运动的作用

(7·19)式中右边第二项，即$-\frac{\partial \omega}{\partial y}\frac{\partial \theta}{\partial p}$，为垂直运动对于锋生的作用．当大气处于静力稳定状态，即$\frac{\partial \theta}{\partial p}<0$；如$\frac{\partial \omega}{\partial y}<0$，就是说，冷空气相对于暖空气是上升的，上升运动沿$Y$方向增加，$F<0$有锋生．当大气处于不稳定状态，如$\frac{\partial \omega}{\partial y}>0$，才会有锋生．因而有如下定性结果：

(1) 当大气处于稳定状态，暖空气下沉，冷空气上升，或者暖空气下沉快于冷空气下沉，或者暖空气上升慢于冷空气上升，才有利于锋生．这三种垂直运动在Y方向的分布，如图7·22所示．

(2) 当大气处于不稳定状态，结果将反过来．

在实际大气中，特别是在对流层中层，暖空气趋于上升，冷空气趋于下沉，这是较常见到的情况．此时将不利于锋生．

3. 非绝热作用

(7·19)式中右边第三项，即 $\frac{\partial}{\partial y}\frac{d\theta}{dt}$ 项，为非绝热对于锋生的作用．当加热是向冷空气一边减小，有利于锋生．当然，以暖空气加热冷空气冷却最为有利．非绝热过程有辐射、蒸发、凝结等．在近地面辐射过程和边界层的热传递是主要的．虽然在这方面的知识了解得还不多，但在实际天气中常可看到，积雪表面辐射冷却强，锋区温度对比也强，这足以说明辐射过程的重要性．在自由大气中，饱和凝结释放潜热，对锋生有重大作用．通常潜热释放主要集中在锋区暖空气的一侧，有利于锋生，这种过程可以抵销暖空气绝热上升冷却而造成不利于锋生的作用．

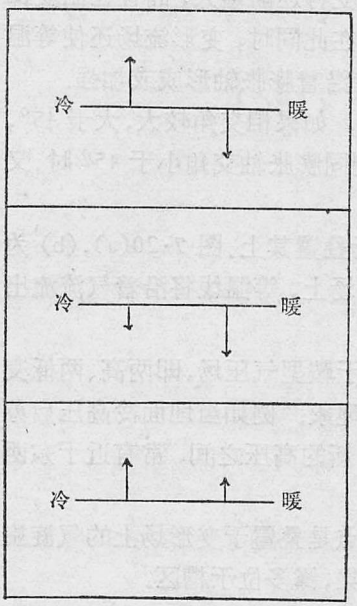


图 7·22　在稳定大气里有利于水平锋生的垂直运动分布

上面对于水平运动、垂直运动、非绝热过程作了讨论．然而，这些运动和过程的重要性究竟怎样，这是为一些气象人员特别关注的，也是一个具有预报意义的问题．这是一个比较复杂的问题，因为，就是在同一条锋带上，在不同的部位，各种过程所起的作用也不一样．就实际经验和一些个例研究，一般来说结果如下：

(1) 对于对流层低层，水平汇合促使锋生是一种主要因子．在近地面层，虽然把摩擦引起的上升运动包括在内，垂直运动还是小的，因此水平汇合就显得重要．在实际预报中可以从平流过程入手．

(2) 在对流层高层和对流层顶附近，水平汇合相对于垂直运动来说，还是一种重要因子．水平汇合对于大陆东岸的锋生是比较明显的．我们在冬季东亚地区的高层，流场常呈变形场形势，北边流线作气旋弯曲，南边流线作反气旋弯曲，在日本地区汇合．日本地区锋区很强，同这种变形流场有关．

(3) 在对流层中层，水平汇合和垂直运动项有时同等重要，而且起着相反作用，有时由于垂直运动在对流层中层最强，垂直运动项反显得重要．当大气层结稳定又没有凝结降水，垂直运动项起着锋消的作用．

(4) 凝结潜热释放对于对流层中层锋生有作用．

我国锋生地带主要有两个：一在东北、内蒙一线，一在长江以南地区．前者以冷平流过程为主要，在地面图上表现为新的冷高压和变性冷高压之间的水平汇合．华南地区锋生先是暖平流过程起作用，而后冷平流起作用，在地面图上表现为海洋变性高压和新南下冷高压之间的水平汇合．华南地区锋生、凝结过程是不能忽视的．黄河到长江流域之间地区是锋消地区．当冷锋南下时，速度加快，冷暖空气都作下沉运动，然而冷空气下沉远比暖空气为强，造成锋消．所以，冷锋南下过程中，往往先是锋生，而后锋消，到华南后又是锋生．

二、动力学方法

上面提到，水平变形场对于等温线的集中起着很重要的作用．但是这种过程不能使

风的垂直切变相应地加强，因为按照地转风平衡或者热成风关系，一旦温度梯度增加，风的垂直切变要相应地加强．另外，过去对于锋区的垂直运动认为是由于暖空气在冷空气上的滑升运动的结果，什么过程产生滑升一直没有明确解释．而锋区附近的垂直运动或者垂直环流，对锋区附近云雨的形成、对锋的形成和维持来说是很重要的．这两个问题多年来一直为气象工作者所注意．近些年来，流行一种所谓的准地转理论，对于垂直环流的形成和锋生问题，提供了新的途径．

把水平变形场作为等温线密集的开始过程．如图 7·23(a) 所示，等温线将沿着流出轴密集．这种形式假定各高度上是一致的，即讨论一种最理想情况，在这种情况，锋区是垂直的．

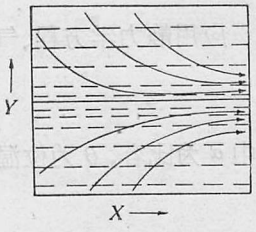


图 7·23(a)　水平汇合流场（矢线）和等温线（虚线）的水平分布

图 7·23(b) 为垂直于锋的剖面图．如果锋区或等温线为纬向的，剖面将沿子午线指向冷空气为正，垂直于剖面的风将为西风．风速与等温线的关系近似遵守热成风关系，风速向上增加，到高层有急流．一旦水平温度梯度由于水平汇合而增加，为了维持地转平衡，热成风将加强，风的垂直切变相应地增加．垂直切变要增加，需通过高层风加速运动，或低层风减速运动才能实现．这时原来的地转平衡将遭到破坏，风的加速、减速运动将有跨越等压线的运动，出现与等压线成正交的非地转分量．这里有条规律：加速运动时非地转分量由高压指向低压，减速时则由低压指向高压．因而为了满足垂直切变相应地增加，低层将有由低压指向高压，亦即由冷的指向暖的非地转风分量，高层将有由暖的指向冷的分量．这种跨过等压线的非地转风分量在锋区远大于锋区以外的远处，因为水平温度梯度在锋区最大．由于非地转风分量会引起辐散、辐合，从而引起垂直运动．这种非地转风分布，在低层锋区暖的一侧辐合引起上升运动，在高层锋区冷的一侧辐散引起下沉运动．因此构成如图 7·23(b) 所示的垂直环流．

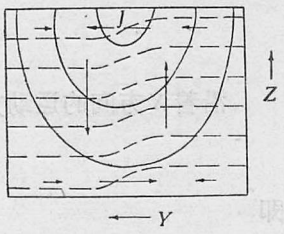


图 7·23(b)　垂直于锋区的垂直剖面

（实线为垂直于剖面的等风速线，虚线为等温线，矢线为垂直运动和非地转风分量，即垂直环流）

选择同上一小节一样的坐标系，即 Y 垂直于锋并指向冷空气，风速的三个分量分别以 u, v, $\omega(=dP/dt)$ 表示．地转风分量分别以 u_g, v_g 表示．u_g 近似于 u，特别是在对流层中高层，而且

$$\frac{\partial u_g}{\partial x} = \frac{\partial u}{\partial x}.$$

但

$$v = v_g + v_a, \tag{7·20}$$

v_a 为非地转风在 Y 方向的分量．

地转风方程：

$$u_g = -\frac{1}{f}\frac{\partial \Phi}{\partial y}, \qquad v_g = \frac{1}{f}\frac{\partial \Phi}{\partial x}. \tag{7·21}$$

式中 Φ 为重力位势，柯氏参数 f 可取为常数．因而有

$$\frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} = 0. \tag{7·22}$$

连续方程：

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial \omega}{\partial p}=0,$$

可写成

$$\frac{\partial u_g}{\partial x}+\frac{\partial v_g}{\partial y}+\frac{\partial v_a}{\partial y}+\frac{\partial \omega}{\partial p}=0.$$

再由(5·22)式即得：

$$\frac{\partial v_a}{\partial y}+\frac{\partial \omega}{\partial p}=0. \tag{7·23}$$

应用静力学方程、气体方程和位温方程，可有

$$\frac{\partial \Phi}{\partial P}=-\alpha=-\gamma\theta f, \tag{7·24}$$

式中 α 为比容，θ 为位温，而且

$$\gamma=\frac{R}{fP_0}\left(\frac{P_0}{P}\right)^{c_v/c_p}, \tag{7·25}$$

为 P 的函数.

$$P_0=1000\text{ 毫巴},$$

就得到热成风方程：

$$\frac{\partial u_g}{\partial p}=\gamma\frac{\partial \theta}{\partial y},\qquad \frac{\partial v_g}{\partial p}=-\gamma\frac{\partial \theta}{\partial x}. \tag{7·26}$$

沿着 X 方向的运动方程，应用地转风关系后可以写成加速运动同非地转分量的关系：

$$\frac{du_g}{dt}=fv_a, \tag{7·27}$$

即

$$\frac{du_g}{dt}=\frac{\partial u_g}{\partial t}+u_g\frac{\partial u_g}{\partial x}+(v_g+v_a)\frac{\partial u_g}{\partial y}+\omega\frac{\partial u_g}{\partial p}=fv_a, \tag{7·28}$$

式中用 u_g 近似地代替 u.

再把热力学方程写成：

$$\frac{d\theta}{dt}=\frac{\partial \theta}{\partial t}+u_g\frac{\partial \theta}{\partial x}+(v_g+v_a)\frac{\partial \theta}{\partial y}+\omega\frac{\partial \theta}{\partial p}. \tag{7·29}$$

如为绝热变化，$\frac{d\theta}{dt}=0$，否则，$\frac{d\theta}{dt}$ 表示加热项.

把(7·28)式对 $\frac{1}{\gamma}\frac{\partial}{\partial p}$ 处理，(7·29)式对 $\frac{\partial}{\partial y}$ 处理，彼此相减，而后把热成风关系(7·26)代入，得到

$$\begin{aligned}&\frac{1}{\gamma}\left(f-\frac{\partial u_g}{\partial y}\right)\frac{\partial v}{\partial p}+\left(\frac{\partial v}{\partial y}-\frac{\partial \omega}{\partial p}\right)\frac{\partial \theta}{\partial y}+\frac{\partial \omega}{\partial y}\frac{\partial \theta}{\partial p}\\&=\frac{f}{\gamma}\frac{\partial v_g}{\partial p}+\frac{\partial u_g}{\partial x}\frac{\partial \theta}{\partial y}-\frac{\partial u_g}{\partial y}\frac{\partial \theta}{\partial x}-\gamma\frac{\partial}{\partial y}\frac{d\theta}{dt}.\end{aligned} \tag{7·30}$$

引进流函数 ψ，使其

$$v_a=-\frac{\partial \psi}{\partial p}, \tag{7·31}$$

$$\omega=\frac{\partial \psi}{\partial y}. \tag{7·32}$$

最后(7·30)式可写成:

$$\frac{1}{\gamma}\left(f-\frac{\partial u_g}{\partial y}\right)\frac{\partial^2\phi}{\partial p^2}+2\frac{\partial\theta}{\partial y}\frac{\partial^2\phi}{\partial p\,\partial y}-\frac{\partial\theta}{\partial p}\frac{\partial^2\phi}{\partial y^2}=Q-\gamma\frac{\partial}{\partial y}\frac{\partial\theta}{\partial t}, \tag{7·33}$$

这里

$$Q=-2\left(\frac{\partial u_g}{\partial x}\frac{\partial\theta}{\partial y}-\frac{\partial u_g}{\partial y}\frac{\partial\theta}{\partial x}\right). \tag{7·34}$$

应用热成风关系,就有

$$Q=\frac{1}{\gamma}\left(\frac{\partial u_g}{\partial p}\frac{\partial v_g}{\partial y}-\frac{\partial u_g}{\partial y}\frac{\partial v_g}{\partial p}\right). \tag{7·35}$$

根据(7·33)式可知,如果在垂直剖面上 u_g, v_g 的分布已知,并考虑加热作用时加热的分布已知,可以用数值计算法求解流函数 ϕ. 流函数求出,即知垂直环流,可按(7·31)式、(7·32)式求 v_a 和 ω. 再将 v_a 和 ω 值代入(7·29)式,可求出 $\frac{\partial\theta}{\partial t}$. 再把求得的 $\frac{\partial\theta}{\partial t}$ 叠置在当时 θ 场上,即得下一时刻 θ 的分布. 因此可以求出锋生结果.

考虑加热作用,情况要复杂些,因为加热还无法直接测量. 但如果只考虑潜热释放的作用,只要把(7·33)式位温换成假相当位温,这时(7·33)式右边第二项就不存在了.

根据(7·33)—(7·35)式,如果假定运动是干绝热的,略去加热项,可以定性决定垂直环流. (7·35)式可以化为

$$Q=2\nabla v_g\times\nabla u_g\cdot\boldsymbol{i}, \tag{7·36}$$

这是对 YP 剖面而言. 也就是说在 YP 剖面上 Q 的分布可由剖面上 u_g 和 v_g 两组等值线所交织成的网格多少而定.显然网格越密, Q 越大, 垂直环流越强. Q的正负号这样决定,当由 v_g 升度(梯度的相反方向)以小于 180° 的角度向 u_g 升度作顺时针旋转(指向正 X 轴), Q 为正,产生正环流. 反之, Q 为负,产生反环流.

因此, 一旦 YP 剖面上 u_g 和 v_g 等值线分布知道, 就可定性地决定垂直环流. 例如图7·24 所示的 u_g, v_g 场, $\frac{\partial v_g}{\partial y}=0$, $\frac{\partial v_g}{\partial y}>0$; $\frac{\partial u_g}{\partial p}<0$, 在锋区里 $\frac{\partial u_g}{\partial y}<0$, 在锋区两侧气团中 $\frac{\partial u_g}{\partial y}>0$. 所以在锋区里 Q 为正, 而且数值大, 表示暖空气上升, 冷空气下沉这种正环流很强. 在两气团里 Q 为负,而且数值小,表示有弱的反环流.

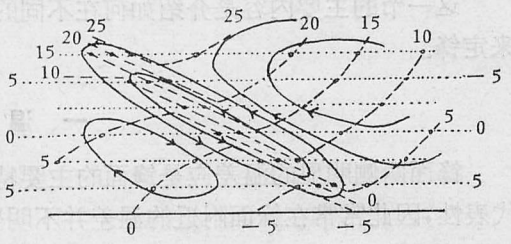


图 7·24 锋区里的垂直环流
(虚线为等 u_g 线,点线为等 v_g 线,实线为非地转的垂直环流流线)

同理,(7·34)式可化为:

$$Q=2\gamma\nabla\theta\times\nabla v_g\cdot\boldsymbol{k}, \tag{7·36}$$

即等压面上 Q 的分布可由等 θ 线和 u_g 线所交织成的网格决定. 如等 θ 线由低值 u_g 线走向高值 u_g 线, Q 为正, 产生正环流. 如图7·25 所示, 在 A 处为反环流, 在 B 处

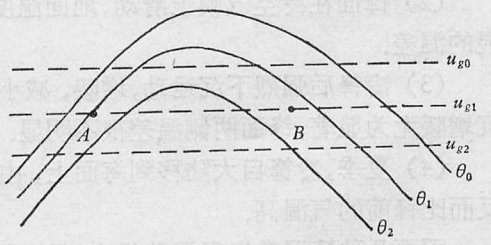


图 7·25

为正环流.

应用上述理论,通过对于锋区模式和锋区实例计算,其结果有:

(1) 垂直于锋的非地转分量 v_a, 近地面层由冷空气指向暖空气,高层反之,由暖的指向冷的,中层近于零. 有凝结潜热释放, v_a 数值增加. 锋区两边温度对比增加, v_a 也增大.

(2) 垂直运动在锋区两侧的分布为: 暖空气上升,冷空气下沉,垂直运动的数值在对流层中层最大. 有凝结时垂直运动增大.

(3) 由(1)和(2)可知,围绕锋区为正环流. 有凝结时,环流加强.

(4) 水平汇合过程会促使对流层低层和高层产生锋区, 然而锋区的正环流促使中层锋消. 除非有凝结潜热释放,中层锋区才有可能维持和加强. 这个结果与运动学分析是一致的.

在我国,特别是冬半年,冷锋南下时,由于很少有降水,中层锋区逐渐消失,使整个锋区变成高低层两部分分别南下,而且在南下过程中高层锋区逐渐加强. 这种事实可以用上述理论来说明.

第五节 地面图上的锋面分析方法

在地面天气图分析中定锋是很重要的一项. 锋面定得正确与否关系到能否正确认识和反映大气中冷暖空气活动的状况,因此,也是能否正确地建立预报思路的关键之一. 然而定锋也是地面图分析中最困难的问题, 这是由于地面气象要素受局部地表面特点影响很大,以致造成锋面的不连续现象往往不明显. 要处理好这个问题,在于判断资料和综合利用资料,要善于把那些不能代表大气实际情况的资料舍去,保留那些代表性好的资料.

这一节的主要内容是介绍如何在不同的场合, 灵活运用锋面附近各气象要素的特征来定锋.

一、温　　度

锋面两侧明显的温差应是锋面的主要特征. 但由于影响温度的因子很多,温度缺乏代表性,因此常常在锋面附近的温差并不明显,温差明显的地方也常没有锋存在.

造成锋面两侧温差不明显,有以下几种情况:

(1) 夜间,锋面的冷空气一侧因天空云量很多或有降水使气温比较高,而暖空气一侧因天空晴朗,辐射冷却的结果使气温比较低,使锋面两侧的温差没有明显的差别.

(2) 锋面在冷空气膜上滑动,地面温度不受锋面影响而改变,使地面锋线两侧没有明显的温差.

(3) 冷锋后强烈下沉运动,增暖, 减小冷暖气团间的温差. 冷锋从高原下到平原, 下沉增暖尤为显著,锋面两侧温差很不明显.

(4) 夏季,冷锋自大陆移到海面上, 由于海面温度比大陆低, 有时会使冷锋后的气温反而比锋前的气温高.

下面几种情况常出现温差很大,但实际上没有锋面,即所谓虚锋现象:

(1) 冬季,海面温度显著地比陆地温度高,容易把海陆造成的温差误认为是锋面造成

的.

(2) 由于高原测站的地面温度比平原测站的地面温度低，在高原的边缘容易出现温差. 例如我国华北平原和东北平原的西侧常有温差现象，但不一定是锋.

(3) 冷气团边缘大风区域造成的升温和冷气团中心的低温之间的温差有时也不小，容易误认为是锋面.

总之，利用温度的不连续来定锋时，要特别注意温度的代表性，不要为局部一些没有代表性的温度纪录所迷惑，而要考虑大范围的温差，照顾到一般情况下温度随纬度的分布，并结合其它要素综合考虑，锋才能定得正确.

二、露　　点

一般来说，暖气团比较潮湿，冷气团比较干燥，因此锋两侧的露点差别经常较大. 地面锋常定在露点差别最大的地区. 用露点定锋比用温度定锋有些优越性，因为它的日变化比较小，测站因高度不同所引起的露点变化(通常高 1 公里差1—2℃)比起温度变化(通常高 1 公里差 6℃ 左右)也较小. 例如当冷锋急速南下时，冷空气增暖很快，锋两侧温差显得很小，而露点差却比较明显，此时用露点定锋较为可靠. 自然，如果暖空气就比较干燥(例如自高原下来的暖空气)，或者因为冷气团中有降水产生蒸发使露点升高，这时再把露点差作为定锋的依据，其意义就大大减小.

三、气　　压

分析地面图时，先画出等压线的草图对定锋有很好的指示作用，因为锋线总是位于显槽(等压线呈气旋性弯曲)或隐槽(锋后气压梯度大，锋前气压梯度小)中. 但气压只能指示那些地区可能有锋面存在，并不是在所有的气压槽中都有锋面，因为常见到一些无锋的暖槽、干槽之类的气压槽. 因此还需要根据其它气象要素的特征确定槽中有无锋面.

四、风　　场

锋常位于风的气旋性切变最大处，换句话说，锋面过境前后风发生气旋性转变，这和锋附近气压场的特征是一致的. 风的气旋性切变是定锋的一个很有用的指标. 风的气旋性切变，或以风向作气旋性旋转出现，或以风速作气旋性切变出现. 在低压或低槽区，锋在风场上的表现多为风向作气旋性切变. 在南下冷高压前缘的锋，风场上多为风速切变.

与其它要素一样，根据风来定锋时必须注意风的代表性. 风既受地形的影响，又有明显的日变化，在夏半年还有对流系统风系的影响. 在特殊的地形影响下，风有很大的地方性特点，如在山区有山谷风，在沿海有海陆风，这种风不能表示大范围的天气形势. 还有，如东北平原其形状如一喇叭口，冷空气经常从东北平原的西部以西南风的形式进入，冷锋后常为西南风. 又如冷空气常在天山和阿尔金山之间的山口自东向西进入南疆盆地，因此，冷锋进入南疆后，锋后常为偏东风. 一般来说，风速较大时能反映大范围空气运动情况，代表性较好，可作为定锋依据.

五、3 小 时 变 压

由于 3 小时变压和冷暖空气平流的关系很密切，因此在多数情况下，3 小时变压可以

作为定锋的依据.通常在锋前有明显的负变压区，冷锋后有明显的正变压区.但是由于和锋面联系在一起的高低压系统本身强度的增强或减弱，以及气压场本身周期性的变化都可引起气压的变化，因此在运用3小时变压来定锋时还应该注意到上述两个原因所引起的3小时变压.例如,在气旋加深过程中,暖锋后甚致冷锋后都可能出现微弱的负3小时变压，但相对而言，最大的负变压中心仍应在暖锋前，最小的负变压中心仍应在冷锋后.同样在填塞的气旋中暖锋前没有明显的负的3小时变压中心，甚至是微弱的正3小时变压.但相对而言,最大的正变压中心仍应在冷锋后,最小的正变压中心仍应在暖锋前.

气压日变化虽然对于锋两侧3小时变压数值的对比影响不大，但常常模糊了冷锋后升压、暖锋前减压的特征.例如在清晨气压日变化多为正值,在08北京时地面图上正3小时变压可以出现在暖锋前.午后气压日变化多为负值,负变压区可出现在冷锋后.

按照界面的不连续性原则,只要求锋面两侧的气压倾向是不连续的,但零值变压线并不是不连续线,锋并不一定定在零值线处.把锋定在零值变压线处不完全正确.

在高原地区,还可以运用24小时变压和变温来定锋,其方法和3小时变压相似,所不同的仅仅是24小时变压值在反映锋面的活动上不如3小时变压灵敏.如果在24小时内有两条锋面连续过境,这时用24小时变压来定锋就成问题了.

六、云 和 降 水

有规律的和大范围的云和降水的形成大多是和锋面的活动直接联系在一起的，因此云和降水的特征是定锋的依据.前面谈到的几种类型锋的天气模式可以作为判断锋面类型和锋的位置的参考.但是，云和降水在锋区两侧常常没有明显的分界线，定锋就困难些,这时须结合其它要素才能确定锋的位置.

地面图上的气象要素是定锋的主要方法.除此之外，还可根据前面讲述的高空锋区和地面锋线的关系,锋区附近温度层结曲线,风随高度的变化等锋面的空间结构特征作为地面图上定锋的参考,并用来检查锋线是否定得正确.自然,锋面的连续变化也是定锋应该参考的一项.

第六节 地形对锋面的影响

地形对于锋的形状、强度、坡度、移速等都有影响,天气现象因此也会改变.地形对锋的影响主要是通过地形对冷暖气流的影响来实现的.下面介绍几种简单情况，也可看到这点.

当暖锋移近平行于锋面的山脉时,冷暖空气都受山脉所阻，强迫抬升，加强了上升运动[见图7·26(a)].当暖锋越来越靠近山时，迎风坡云层增厚，降水强度增加，而在背风坡，空气沿山坡下沉，云雨趋于消散[图7·26(b)].锋线接近山顶时，迎风坡只剩下残余的小块冷空气，最后通过湍流混合而消失[图7·26(c)].直到冷暖空气主体移过山脉,暖锋及其上天气才会在山后稍远处重新恢复[图7·26(d)].

冷锋遇到平行于锋的山脉时，其过程如图7·27所示.当冷锋接近山脉，锋与山脉之间的暖空气受到排挤而强烈上升,因之云层垂直发展旺盛，降水量大增[图7·27(a)].随着锋面沿山坡抬升,冷空气逐渐占据迎风坡，暖空气将沿背风坡下沉，这时云雨趋于消散

[图 7·27(b)和(c)]. 随后冷空气翻越山峰,沿背风坡倾泻而下,冷锋出现锋消现象. 直到冷空气冲到离山较远地方,冷暖空气对比明显,冷锋及其天气又重新出现[图 7·27(d)].

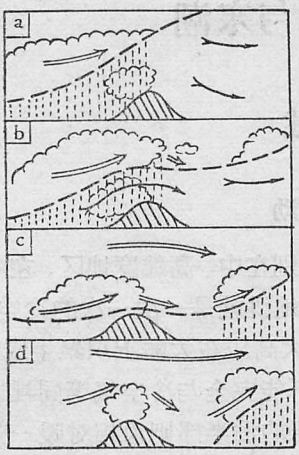


图 7·26　暖锋越山时的情况

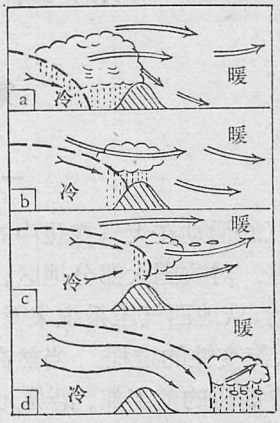


图 7·27　冷锋越山时的情况

当冷锋遇到孤立山脉时,受山阻挡的锋段将停滞不前,但山两边的冷空气仍可推动其前沿冷锋绕山而过, 两段冷锋逐渐在山背面相遇, 形成所谓的地形锢囚锋,如图 7·28 所示. 这种情况在我国浙闽山地,祁连山等地区都可见到.

当冷锋遇到一群山丘时,在有山之地冷锋受阻,在两山之间的谷地冷锋突入谷地,因此常使冷锋变成锯齿形状. 例如冷锋进入秦岭山地和在嘉陵江河谷时较常有这种现象.

如果冷锋前进时移到绵延很长的山脉,因受山阻挡,常形成静止锋. 天山静止锋和昆明静止锋较多是这样形成的. 南岭静止锋地形也起了很大作用.

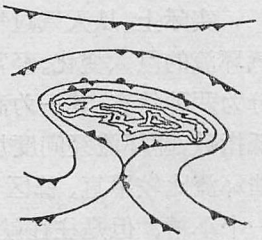


图 7·28　地形锢囚锋

总括上面简单讨论,山脉对锋的影响,主要表现在: 山前锋面减速,强迫暖空气上升,云雨现象加剧,而当锋越过山峰,冷空气下沉,锋面加速前进,趋于锋消,云雨随之消散.

第八章　冷高压活动与寒潮

第一节　概　　述

一、冷高压与冷空气活动

冷空气的活动在天气变化中的作用是很重要的，特别在中、高纬度地区，在冬半年作用更为显著．对我国大部分地区，冬季的天气过程粗略地讲就是一次一次的冷空气活动．冷空气活动，从地面气压系统来看，往往表现为一次强大高压在大陆上积聚生成，向南侵袭，最后入海变性的过程．当然高压或者叫反气旋并不能完全与冷空气等同视之．冷空气主要在冷高压的前半部，沿偏北气流南下．而冷高压的后半部则为相对暖一些的空气向北输送．所以，一次中纬度冷高压活动，也是高低纬之间一次冷暖空气的交换．不过因为我国地处欧亚大陆东岸，正是冷空气南下的必经之路．所以比较多的注意到冷空气向南的爆发．因此把高压叫冷高压这主要是与副热带暖高压相区别，而并不是说冷高压就整体而言全是冷的．

实际上，从天气过程来看冷高压活动，特别是一次强大的冷高压活动，往往反映了大气环流的巨大变化，经常是构成高低指数循环的一个环节．因为概括的讲，大气环流可以分为两种状态，其一为高指数，即西风强盛，从能量角度来看是位能积聚的时期；另一个是低指数，即环流经向度加大，从能量方面讲是位能释放转变为动能的时期．例如，当欧亚大陆环流比较平直，锋区偏北时，经常从斯堪的纳维亚半岛到新地岛之间，由极地向南伸出一个小槽，但是往往就是从这一小股冷空气的活动开始，欧亚大陆的环流产生巨大的变化，变成经向度很大的形势，使锋区压到很偏南的位置．又如当欧亚大陆环流经向度很大时，乌拉尔山附近常有强大的阻塞高压，但是从北欧来的冷空气活动，在有利的条件下，能使阻塞高压崩溃，环流经向度减小．因此我们不能把冷高压活动看成局地的一小块冷气团从高纬流出来，而是伴随着冷高压的活动，整个半球，至少在数千公里的相当大范围内，环流进行调整，气团产生交换，各地天气因而发生激烈变化．

二、寒潮及其源地

一次冷高压活动往往带来一次冷空气的侵袭，对我国的天气影响是巨大的．冬半年从9月份开始冷空气就带来我国北部的初霜．10月中、下旬的强冷空气往往使黄河以北出现大范围霜冻．

在隆冬，强大冷空气的爆发，造成内蒙与东北的大风雪，一次激烈的温度下降，能使气温在24小时内下降10℃以至20℃．随着冷空气的向南推进，在华北等地常出现6—8级大风，个别情况风力甚至可达10级到12级．当冷空气到了江南与那里的暖空气交汇，出现大片雨区．如果冷空气与暖空气势力相当，条件有利时，经常在南岭一带形成准静止锋，造成长时期连阴雨．我国常见的南岭准静止锋与昆明准静止锋就是这样．另外冷空气也绝对不只是影响内陆天气，而且冷空气所带来的海上大风对生产、交通运输有巨大影

响. 一次冷空气活动产生的风力的预报正确与否直接关系着渔业生产与渔民生命安全. 沿海地区是国际交通要道,天气预报还关系着我国的国际影响. 在冬季,强大的冷空气一直可以到达南海的南部,因此作好冷空气活动的预报是十分重要的.

当冷空气活动强烈时,会带来剧烈降温,造成霜冻、大风雪、风沙等严重灾害天气,因此就特别要注意,这种强烈的冷空气活动称为寒潮. 中央气象局对寒潮的定义是:"凡 24 小时内温度下降 10℃以上,最低温度达 5℃以下者叫做寒潮". 每年就冬季而言,冷空气活动总不下 20—30 次,但是达到寒潮标准的不过数次而已. 这个标准是针对全国而言的,有些地方,如华南能达到这个标准的就很稀少了. 所以一般对华南只要满足上面两个条件中的一个;即或者 24 小时气温下降 10℃,或者气温下降到 5℃ 以下,就算做寒潮了. 但是这样对华南来讲每年也不过有寒潮 5 次左右. 自然有的年份多一些,有的年份少一些,这不过是平均情况.

一次强烈的冷空气活动——寒潮,带来大量的冷空气. 这些冷空气究竟是从什么地方来的呢?简单说是来自极地以及大陆的高纬度地区,特别是欧亚大陆,因为面积较大、纬度又高,冬季冷却比较厉害,北半球最冷的地区就在西伯利亚东部,最低温度达到 −60℃ 以下. 但是谈到冷空气活动的源地不应该产生误解,认为冷空气是在高纬或极地已经聚积很多了. 冷空气活动只不过是这些聚积起来的冷空气流到中低纬来就是了. 事实不是这样简单. 冷空气在爆发过程中还有很大发展变化,例如出现在新地岛一带的一个小高压,经常中心强度不到 1030 毫巴,气温不过 −20℃ 乃至 −10℃,高压尺度也不大,不过数百公里. 但是如果条件适合,这个小的高压能发展成中心强度 1070 毫巴以上,气温在 −50℃ 以下,绵延数千里,控制整个亚洲以及部分欧洲的大高压.

三、冷高压活动的路径与频率

谈到冷空气源地,更正确的讲应当说是冷空气活动的发源之地,也就是天气过程是从这里开始的. 在这种意义上讲,到我国来的冷空气有四个来源,或者说冷高压沿四条不同的路径到达我国. 第一条路径比较常见,而且经常又是比较强的冷空气,来自新地岛以西的北方海洋上,经斯堪的纳维亚半岛,或巴伦支海、白海进入苏联欧洲领土,经西部西伯利亚以及蒙古人民共和国进入我国,高压的路径大致是自西北向东南. 第二条路径是自北而南.高压在新地岛以东,喀拉海上进入亚洲北部,或者从新地岛过太梅尔半岛南下.这些高压最初也有可能是从格陵兰一带向东移来的,过苏联新地岛后,向南到西部西伯利亚后折向东南,经蒙古人民共和国进入我国. 第三条路径是高压在北纬 50° 以南基本上沿自西而东的方向经我国新疆,蒙古人民共和国到达我国东部.这类冷高压有不少是自北欧南下,到南欧之后沿西风带东移的.以上这三类最为常见,还有一类是高压,自鄂霍次克海及西伯利亚东部从东北向西南影响我国东北. 但一般强度不大,次数也较少. 出现时,往往影响我国东北及华北北部. 此外,还有时亚洲大陆维持强大的高压,其中心在蒙古人民共和国,或苏联西伯利亚西部,从高压中不断的分裂出小股冷空气南下,但是这类高压也并不是总维持同一强度,而是从西北或北部不断得到新的冷高压的补充,同时向东南分离出一部分,但高压母体位置却变动不大,从天气过程讲多属于第一、二类冷高压活动.

冷高压活动在冬季最强,但是频率却春季最多. 从表 8.1 可以看出,春季(3—5 月)为 26 次,秋季(9—11 月)24 次,夏季(6—8 月)21 次,冬季(12—2 月)最少,为 20 次. 全年平

表 8·1　影响我国的冷高压频率

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
次数	6	7	8	8	10	7	7	7	8	8	8	7	91

均约 4 天有一次冷高压活动，这也是东亚天气过程的一个特点．东亚自然天气周期平均为 3—5 天，也正好与此相当．而欧洲的自然天气周期平均为 5—7 天，那里的气压系统也相对稳定一些．各类冷空气活动出现频率在各季也是不同的．从表 8.2 上看出，第三类自西来的冷高压全年次数最多，占 40%；而夏季，由于西风带北移，第三类出现比其他季节少．至于冷高压强度，各类之中虽然均有强、有弱，但是平均而言，西北类，即第一类强度最大，冬季高压中心强度可达 1060 毫巴以至 1070 毫巴以上．第二类北方类强度次之，但一般中心强度均在 1050 毫巴以上．第三类西方类最弱，大多数中心强度在 1050 毫巴之下．无论那一类高压最强时多出现在苏联西部西伯利亚或蒙古人民共和国．以上是冬季情况，春秋季强度减弱，但一般均在 1020—1040 毫巴之间．夏季强度最弱，在苏联西伯利亚地区的高压亦不过 1020 毫巴，到我国南部的高压有时仅 1005 毫巴．

表 8·2　三类冷高压活动占各季总数的百分比(%)

季	春	夏	秋	冬	年
第一类	29	52	32	24	34
第二类	35	22	18	23	26
第三类	36	26	50	53	40

以上说的是高压进入我国前情况，到我国后还有几种不同路径．按日常预报工作经

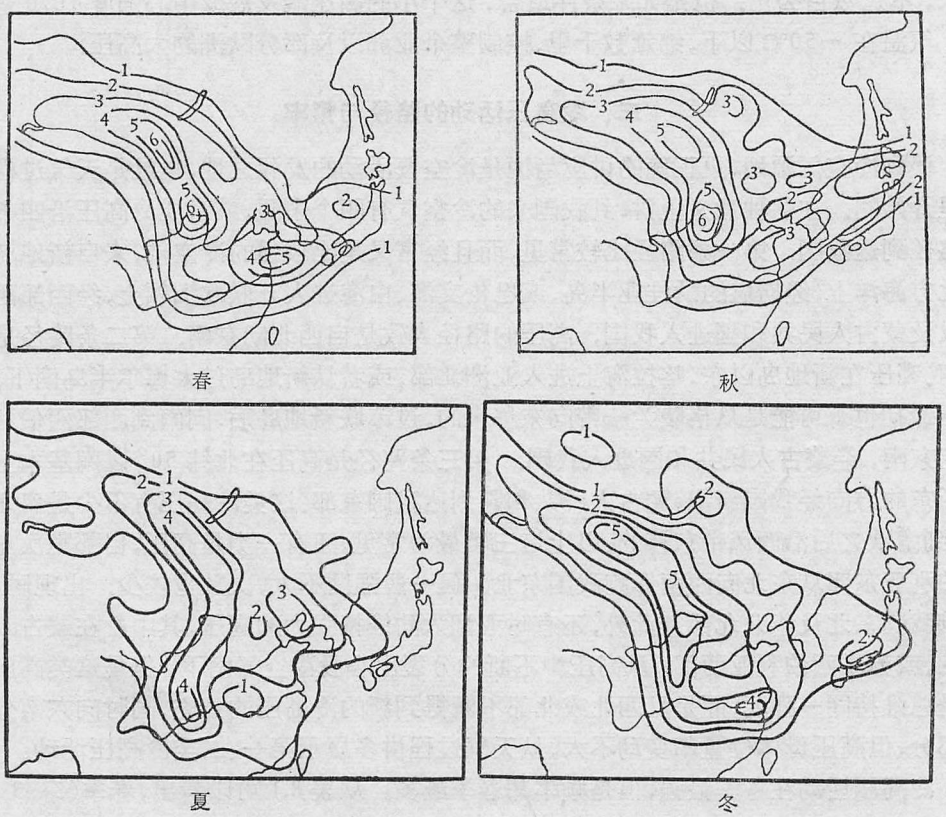


图 8·1　四季冷高压频数

验，高压南下有西路、中路与东路三种，冷空气从河套(东经 105°)以西南下时为西路，从河套地区(东经 105°—115°) 南下为中路，自东经 115° 以东南下为东路. 另外也不是每一次冷空气都能到达我国南方，有的只到长江流域，或在长江流域以北就折向东去，特别是自北或东北而来的冷空气有不少只影响我国东北地区，在北纬 35° 以北入海. 这种情况以东路居多，中路冷高压则多从北纬 25°—30° 入海. 西路冷空气经常可影响到华南. 当然这不是说东路冷空气对华南天气没有影响，相反，高压后部的阴雨天气正是华南一种常见的天气形势. 但是到底高压是走中路、东路或者西路，并不完全决定于进入我国前的高压路径. 例如进入我国前为西北类高压，到我国后却可能是中路或东路. 这要看高压的强弱与环流形势的变化而定. 主要决定于东亚大槽的位置，也就是决定于配合地面冷高压东移的槽加深的程度与地区. 如果槽较偏西又较深，则为西路，如果环流比较平直，则大多是东路. 这里特别重要的是环流的变化. 例如高压为西方路径，高空环流平直，本来可以估计高压偏东南下，如环流形势突然有较大变化，东亚大槽加深，冷空气进入我国后也可能从中路，或甚至西路南下. 至于高压入海的纬度，一般西路与中路比较偏南，东路比较偏北. 同时这还在很大程度上决定于环流的季节特点. 当然不同季节内因为冷空气强弱不同路径也有不同，但总的季节特点还是很清楚的. 图 8·1 表示春夏秋冬四季冷高压频数分布. 这频数是用 1951—1955 年资料，按每 10 万平方公里为单位，根据冷高压路径统计的. 图中数字表示 5 年内平均每年每个季在每个单位面积内出现的次数. 自然，频数分布与路径还有不同，不过也可以大致看出一些线索. 夏季频数高的区域偏北，冬季偏南. 春季与秋季介于两者之间，但频数比较大.

第二节 寒潮天气过程

寒潮天气过程基本上可以分为三类. 第一类是不稳定的短波槽发展成强大的寒潮，这一类的冷高压路径以西北类为主. 亦有先自北而南然后转向东南的. 第二类是阻塞形势崩溃时的强寒潮，冷高压路径以北方类为主，但亦有西北路径的. 当阻塞高压，或轴径为东北—西南向的高压脊偏东时还有一些东北路径的. 第三类是纬向气流盛行时随移动性槽脊东移的寒潮，冷高压的路径自西向东.

应该说明，这里用“寒潮天气过程”这名词是不完全确切的. 实际上指的是比较强烈的冷空气活动. 因为有时冷空气也较强，但不一定能达到寒潮的标准.

一、第一类寒潮天气过程

第一类寒潮的天气过程是，高空图上最初在格陵兰以东的洋面上出现不稳定小槽，最后发展成亚洲东岸的一个大槽. 在这过程之中，我国出现强烈的冷空气活动，经常可以达到寒潮标准. 这类寒潮天气过程可以分为三个阶段. 第一个阶段乌拉尔山地区形成阻塞高压或高压脊. 这个阻塞高压或者高压脊的产生主要是黑海一带暖平流造成的. 有时乌拉尔山北部亦有一股暖平流，这两股暖平流促成了乌拉尔山高压脊的生成. 这时整个欧亚大陆的环流一般比较平直，西风带比较偏北，东亚大槽亦较平浅. 作为这一阶段结束的特征是乌拉尔山有阻塞高压或高压脊生成. 图 8·2 及图 8·3 给出这阶段开始及结束时的环流形势 (500 毫巴).

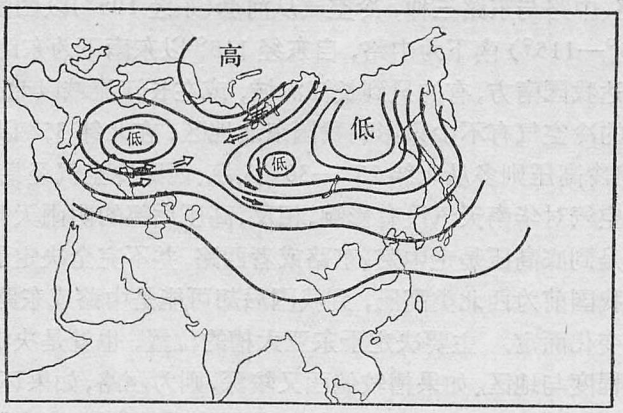


图 8·2　第一类寒潮第一阶段开始时 500 毫巴形势示意图
（双箭头表示暖平流，单箭头表示冷平流）

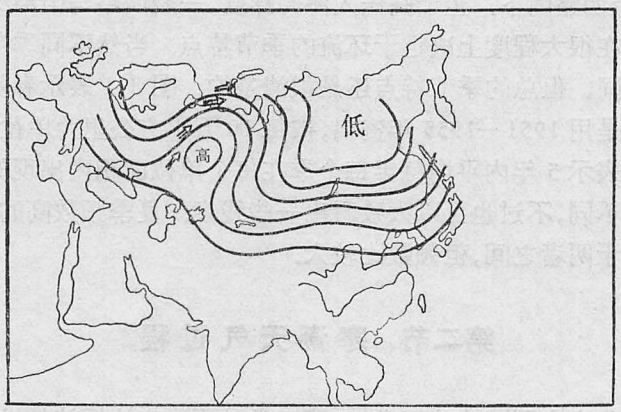


图 8·3　第一类寒潮第一阶段末期 500 毫巴形势示意图

第二阶段的特点是乌拉尔山东北部有不稳定小冷槽出现，这个冷槽沿高压脊前西北气流向东南移动并不断发展，到西伯利亚西部成为一个比较深厚的冷槽（如图 8·4 及图 8·5）. 这时地面图上一般首先在新地岛一带出现高压，高压强度在 1030 毫巴之下. 同时，在高压前部有一个明显的低压，且有完整的冷暖锋系统. 冷槽发展并向东南移动时，

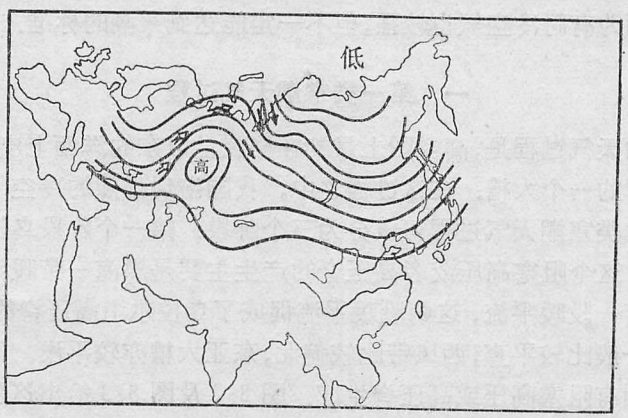


图 8·4　第一类寒潮第二阶段开始时 500 毫巴形势示意图

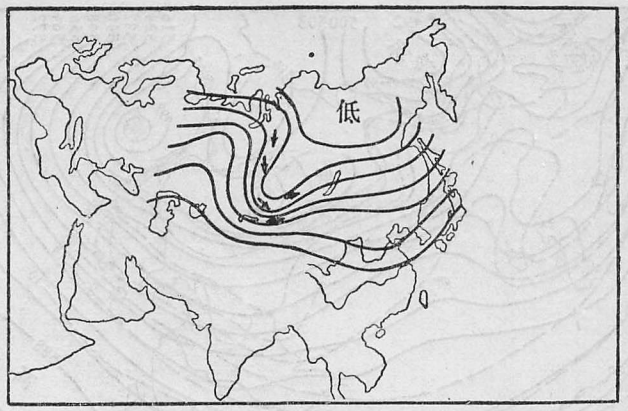


图 8·5　第一类寒潮第二阶段末期第三阶段开始 500 毫巴示意图

高压随之发展、移动．高压强度可迅速增强到 1050 毫巴之上．第一阶段因不同情况，时间之长短有时差异可较大，第二阶段自冷槽出现到西伯利亚西部一般需 2—3 天．地面高压与高空槽的移动速度平均约每天 10 个经度．

第三阶段冷槽自西伯利亚地区继续东移加深．环流经向度加大（图 8·6），槽后的冷

图 8·6　第一类寒潮第三阶段末期 500 毫巴形势示意图

高压在苏联西伯利亚及蒙古人民共和国地区发展到极盛，中心强度经常在 1060 毫巴以上，有时能达到 1070 毫巴．这时高压前沿的冷锋已侵入我国，以后高压继续东移，强度减弱．同时与高压相伴随的强大冷空气给我国带来严重的灾害天气．冷锋从进入我国到完全移出大陆，平均需 3—4 天的时间．有时冷槽向南伸展不够，南方暖空气较强，又受地形影响，冷锋会在南岭一带静止，形成南岭及昆明准静止锋．一直到高压入海，我国南方还受高压后部偏南气流影响，出现连续的阴雨天气．整个过程一般为 5—7 天．

但是要说明，并不是每一次这类冷空气活动都是这样明显的按着第一到第三阶段发展．有时第一阶段早已出现，即乌拉尔山地区早就存在阻塞高压或者高压脊了．有时第一、二阶段是同时出现的，从图上看北欧先有小槽出现，同时乌拉尔山西侧，有暖平流，小槽向东南移动加深，槽后的脊也就同时发展起来．下面就举一个这样的例子．图 8·7 及图 8·8 是 1955 年 2 月 12 日及 14 日 23 时的 500 毫巴图，相当第一—第二阶段，即从新地岛附近的小槽发展为乌拉尔山以东的深厚冷槽．2 月 16 日，这个短波冷槽已移至我国新疆境内，强度又显著加深（图 8·9）．而地面图上从 2 月 14 日到 2 月 16 日（图 8·10，图 8·11）

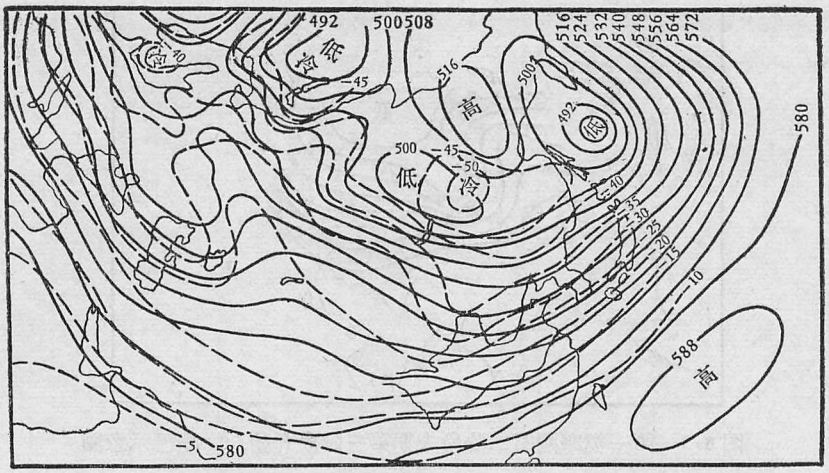


图 8·7　1955 年 2 月 12 日 23 时 500 毫巴图

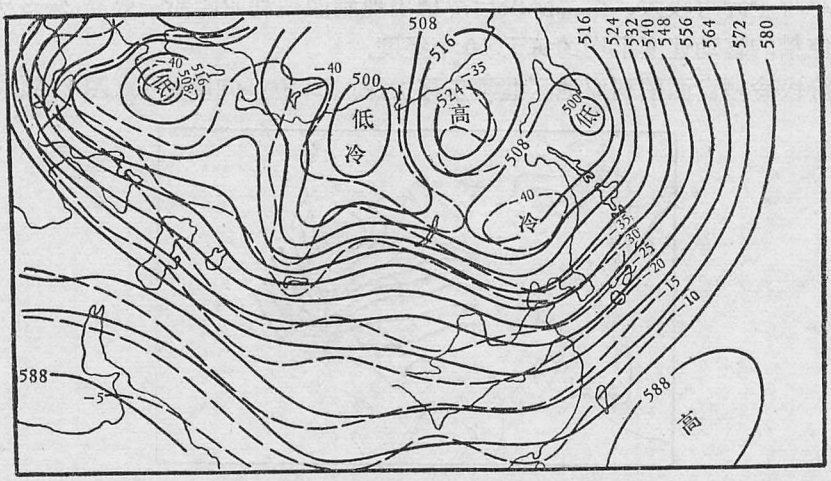


图 8·8　1955 年 2 月 14 日 23 时 500 毫巴图

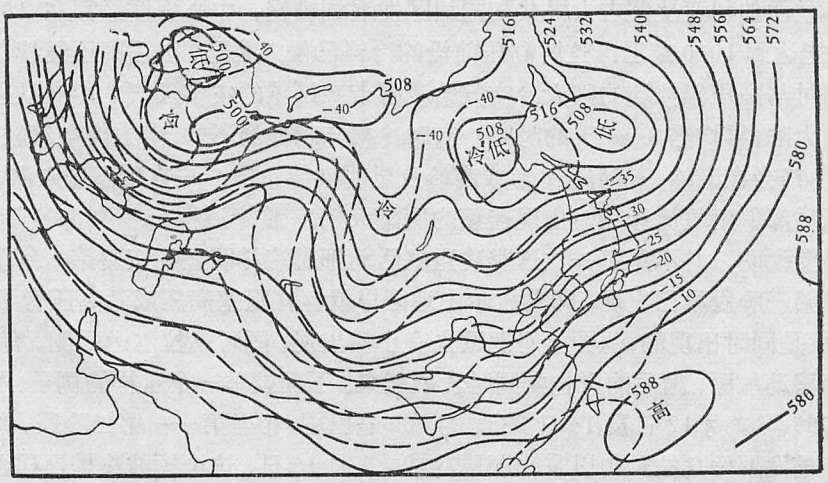


图 8·9　1955 年 2 月 16 日 23 时 500 毫巴图

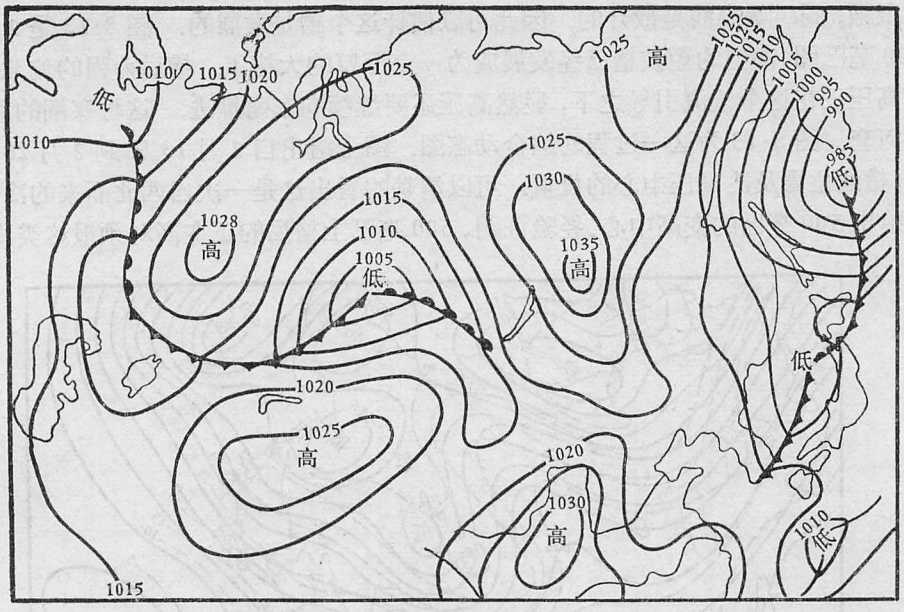


图 8·10　1955 年 2 月 14 日 20 时地面天气图

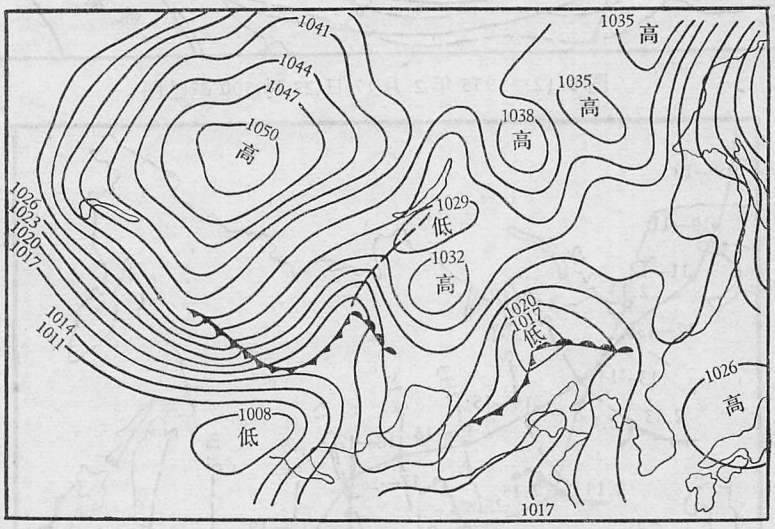


图 8·11　1955 年 2 月 16 日 20 时地面天气图

冷高压中心强度增加了 20 毫巴以上，冷锋已经进入我国新疆地区．从预报角度来看，开始第一、二阶段，要注意的问题是小槽是否是不稳定的，即能不能发展．这种小槽往往高度场不十分明显，但是温度场却一般都很清楚，表现为一个从极地伸向大陆的冷舌，且落后于高度槽约 1/4 波长．同时这个槽如果是发展的，槽前的等高线散开是很明显的，就是所谓疏散槽到了第三阶段开始之前就要预报这股冷空气是否会向南爆发，因为如果高空槽不加深，冷高压也不继续加强，则可能只是一般的冷空气活动，冷高压自西而东掠过我国北方．但是如果冷空气向南爆发，对我国天气的影响就完全不同了．冷空气是否向南爆发，冷空气路径如何，中心问题是这个高空槽是否会加深．从图 8·9 上看到，槽线上冷

平流很强，同时等高线是散开的．因此可以估计这个槽是发展的．图 8·12 是 2 月 17 日的 500 毫巴图，高空的短波槽已经发展成为一个深厚的大槽了．槽后为强的偏北气流，地面冷高压正在这个气流引导之下，显然高压还要继续向东南推进．这时寒潮的前锋已越过了河套．图 8·13 为这一过程的综合动态图．图上给出自 2 月 13 日到 2 月 20 日冷锋位置，槽线位置及冷高压中心的位置．可以清楚的看出这是一次自西北而来的冷空气．图上还给出 500 毫巴的变高中心．经验证明，500 毫巴上槽后的正变高对预报这类冷空气活

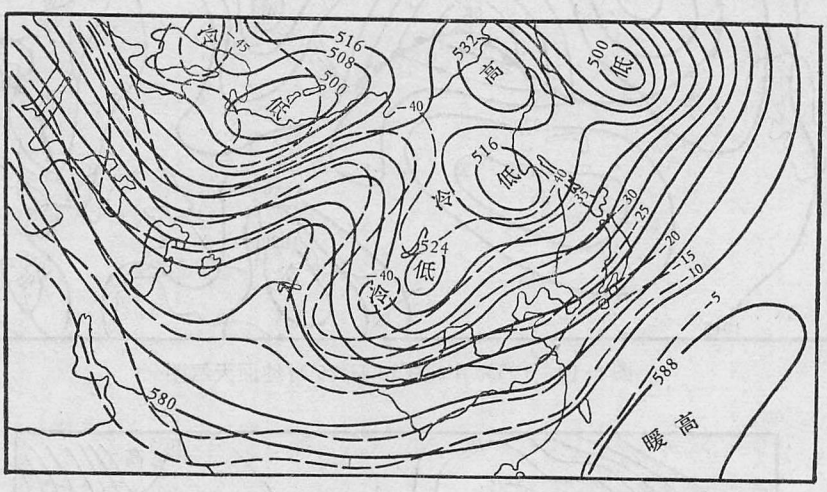


图 8·12　1955 年 2 月 17 日 23 时 500 毫巴图

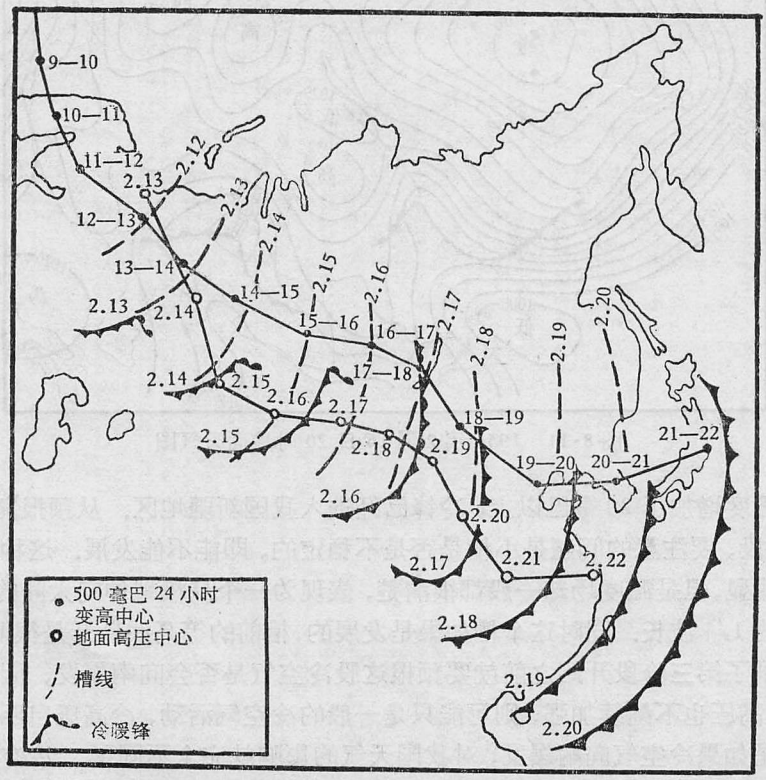


图 8·13　第一类寒潮天气过程综合动态图(1955 年 2 月 13 日—20 日)

动十分重要.这个正变高区一直可以向西追溯到大西洋.预报经验也证明大西洋地区的暖平流,对环流变化经常有重要作用,那里是一个所谓关键区,大的环流形势的变化往往从那里开始. 因此如果新地岛西部海上出现了明显的疏散小槽,且槽后的冷舌比较清楚,而同时大西洋地区又有正变高区东移,则更加强了预报这个小槽发展的信心.图8·14就是一个不稳定小槽发展为东亚大槽的例子. 在这里没有继续给出2月16日以后的地面图,

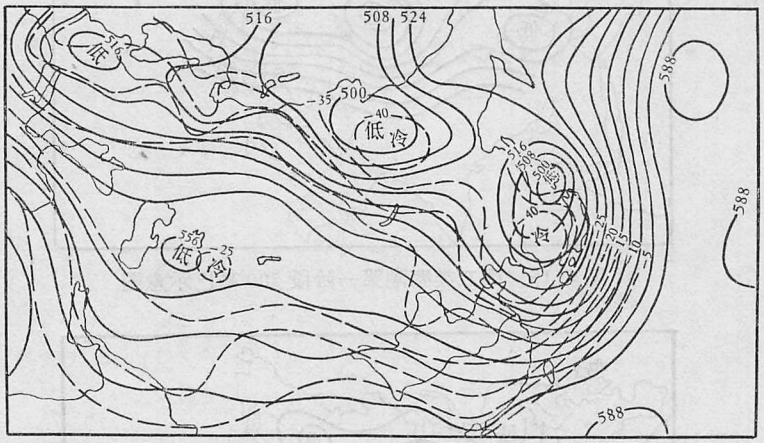


图8·14 1955年2月20日23时500毫巴图

只在综合动态图上标出冷锋与高压中心位置. 还要说明,冷高压这样有规则的移出大陆是一种比较简单的情况. 我们经常听到预报员同志说,高压补充南下,扩散南下,分裂南下. 这就是说大多数情况,在冬半年冷高压并不是整个向东南移到我国南部,然后东移入海. 最经常的是高压中心停留在蒙古人民共和国及我国内蒙一带,而分裂出一个高压中心南下,东移入海. 这就是分裂南下. 如果已经分裂了一个高压中心,很快后面又有一个中心南下,同时有明显的副冷锋. 一般称为补充南下. 这时表示随补充的冷空气南下,还要有明显的天气变化. 但有时补充下来的冷空气不强,或与前面的冷空气差异不大,无明显副冷锋,冷空气逐渐向南扩展,一般称为扩散南下. 特别是当冷空气活动不强时容易出现这种情况.

二、第二类寒潮天气过程

现在看一看第二类寒潮天气过程的特点. 把横槽形势崩溃时的冷空气活动归于第二类. 这类的特点是东亚为一横槽,乌拉尔山或以东地区为一东北—西南向的脊,经常为一阻塞高压. 这种形势有时可以维持数天乃至十几天. 在这种形势下,在东亚,横槽中有小波动东移,虽然整个亚洲大陆几乎全部为一个大高压所占据,但从中亚到新疆,河西走廊不断有倒槽随高空之小波动东移. 一但高压脊后有不稳定小槽出现,阻塞高压崩溃,原静止于蒙古人民共和国的高压也开始向东南移动,造成一次寒潮. 但是也有不少时候,随阻塞高压崩溃而南下的原横槽中的冷空气并不甚强,而是随之而来的下次冷空气却很强.

这类寒潮的天气过程可以用下面三张示意图来表示,图8·15表示开始阶段,自乌拉尔山地区有高压脊向北及东北伸展,暖平流一直扩展到中西伯利亚的北部.这时从鄂霍次

克海或白令海峡经常亦有脊向西伸与前者会合. 图 8·16 表示这两股暖平流会合形成东

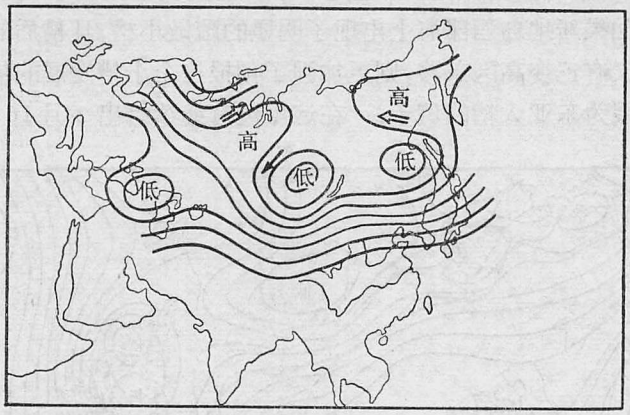


图 8·15 第二类寒潮第一阶段 500 毫巴示意图

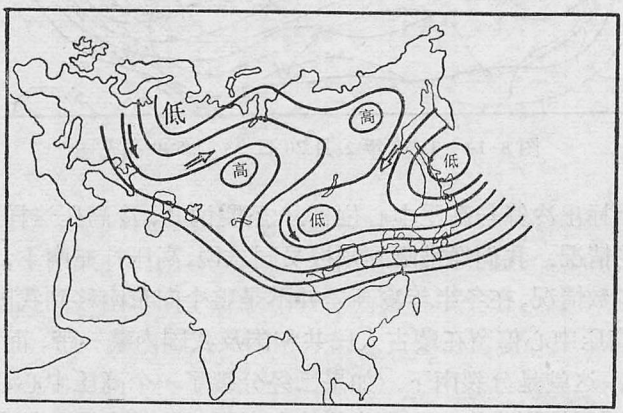


图 8·16 第二类寒潮第二阶段 500 毫巴示意图

北一西南向的脊,乌拉尔山地区为阻塞高压,而原来在中西伯利亚的冷空气已被压到蒙古人民共和国和我国新疆一带. 亚洲出现一个东西向的低压带,即横槽. 沿横槽南部的锋区不断有小波动东移,这是第二阶段. 图 8·17 为第三阶段,即所谓横槽转竖槽阶段. 高空

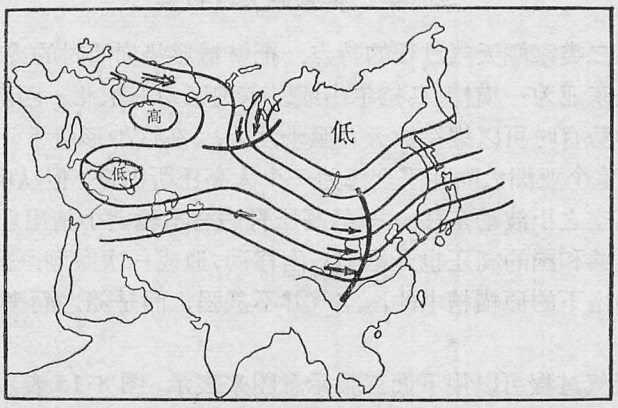


图 8·17 第二类寒潮第三阶段 500 毫巴示意图

槽由原来的东西向转为南北向，原来槽内的冷空气则大举南下，阻塞高压崩溃．这个阶段开始经常是西欧有另一个阻塞高压生成和发展，使乌拉尔山北部出现强大的冷平流．

下面就结合1954年底到1955年初的例子详细看一看这种过程．为了不致太烦，就从横槽建立后的形势谈起．图8·18是1954年12月24日—1955年1月1日的平均图，

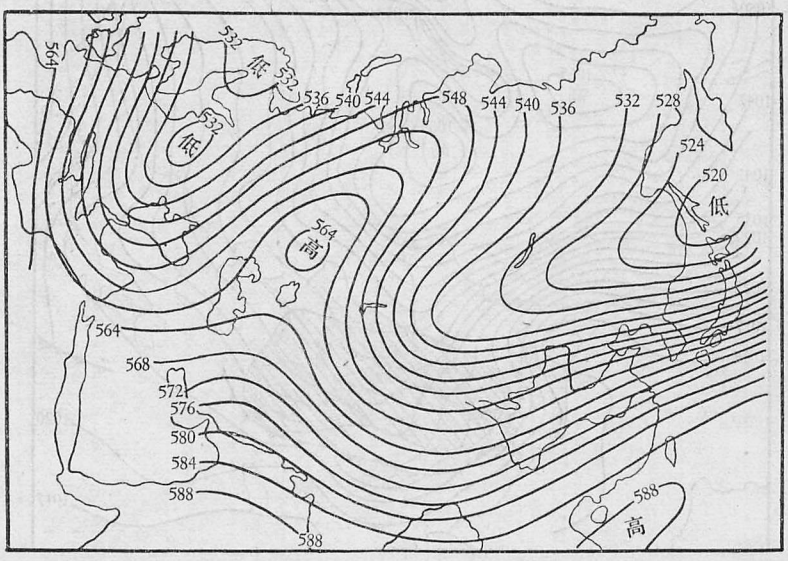


图8·18　1954年12月24日—1955年1月1日500毫巴平均图

在东经60°乌拉尔山区有一阻塞高压，东亚大陆上空北纬25°—45°之间为一稳定的平直西风带．蒙古人民共和国和苏联西伯利亚有一横槽．在这段时间内(即上述三个阶段的第二个阶段)我国新疆与河西走廊上接连出现低压系统，高空表现为小槽(不过有时表现不很明显)，地面表现为倒槽．从单站地面气压变化，这些小的系统都可以看得很清楚．图8·19是1954年12月24日到1955年1月5日乌鲁木齐、安西、酒泉、兰州四个站地面气

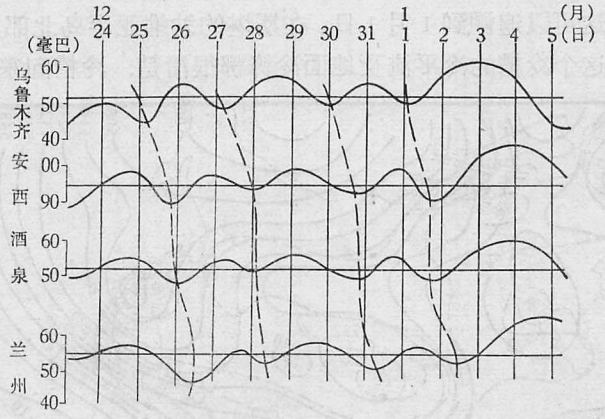


图8·19　1954年12月24日到1955年1月5日四个站地面气压时间曲线

压的时间曲线．可以看出，自12月25日到1月2日8天内共有四个低压槽东移，平均约48小时经过一个槽，这种小槽过境时，并没有强烈冷空气伴随，主要表现在云系上有一定变化．一般先出现卷云，以后云量逐渐增加，发展到遮蔽全天的高层云或复高积云，或

者还有一些降水．但是每次小槽过境仍然是有微弱的冷空气下来．由于低层不断有冷空气南下，而这时我国南方中低层又有暖湿气流，所以在这段时间内一直维持着南岭准静止锋，锋后自南岭以北到黄河有大片雨区．图 8·20 是 1954 年 12 月 28 日的地面天气图，这

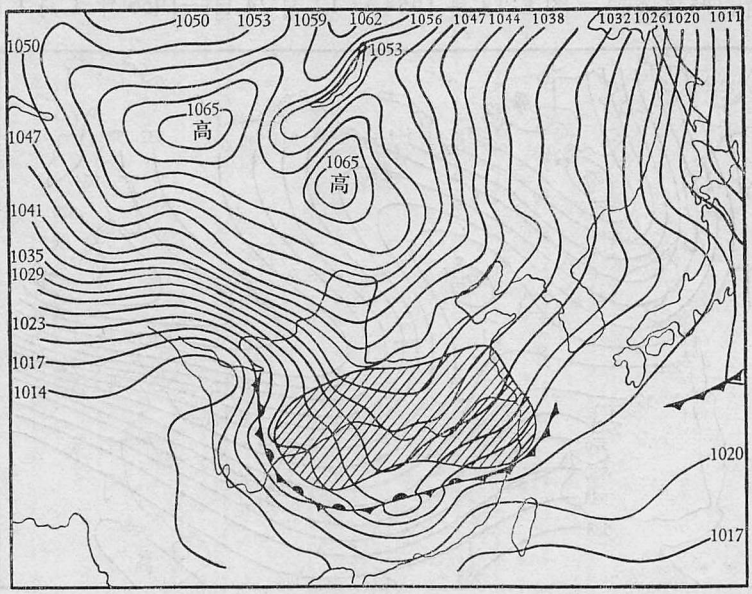


图 8·20　1954 年 12 月 28 日 20 时地面天气图

天的形势可以代表这个时期地面气压场特征．这段时期长江中上游的湖南、湖北、江西等省还出现了严重的冻雨天气，给通讯、交通造成很大损失．冻雨产生的原因是低层近地面空气温度在零度以下．在中层空气却在零度以上，而且湿度较大，水汽凝结后下落到较冷的空气中时，开始是过冷却水，一旦遇到地面上的物体，立刻凝固并覆盖在上面，形成冻雨．这种恶劣天气一直维持到 1 月 4 日，北方有强冷空气侵入，天气才转好．

原先在苏联西伯利亚西部和蒙古人民共和国西部停留了很久的冷高压 1 月 2 日以后开始向东南移动．这可以追溯到 1 月 1 日，在斯堪的纳维亚半岛北部出现了一个高空短波冷槽(图 8·21)．这个冷槽的冷平流及地面冷锋都很清楚．冷槽向东南发展，冷平流侵

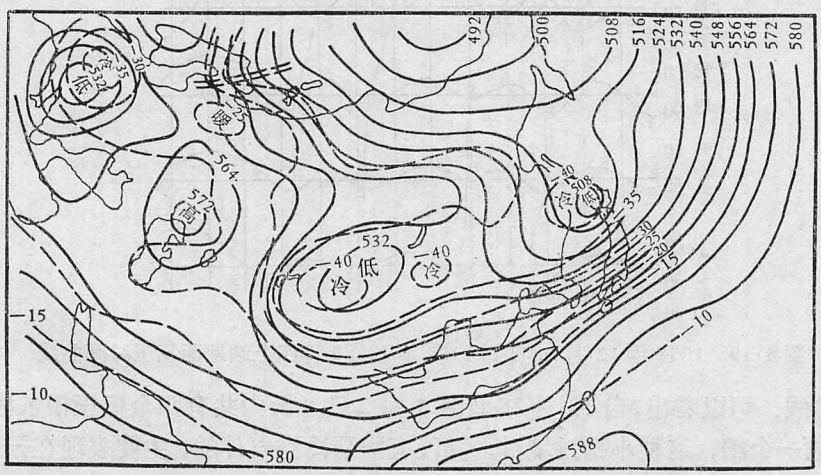


图 8·21　1955 年 1 月 1 日 23 时 500 毫巴图

入阻塞高压，高压开始南退，1 月 2 日高压已经退到里海（图 8·22）. 同时苏联西伯利亚和蒙古人民共和国境内的冷中心及高空槽，则移到我国河西走廊上空. 又 48 小时之后（图 8·23）1 月 4 日乌拉尔山地区的阻塞高压已经几乎完全瓦解了，只在里海及咸海上空残留

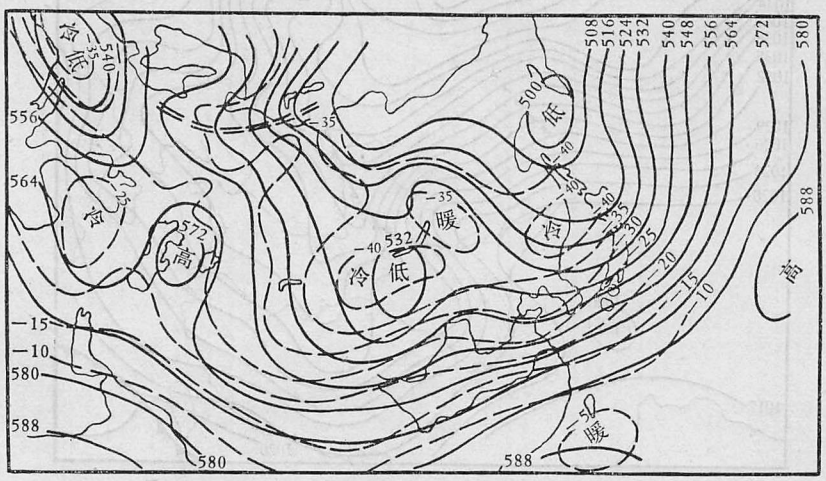


图 8·22　1955 年 1 月 2 日 23 时 500 毫巴图

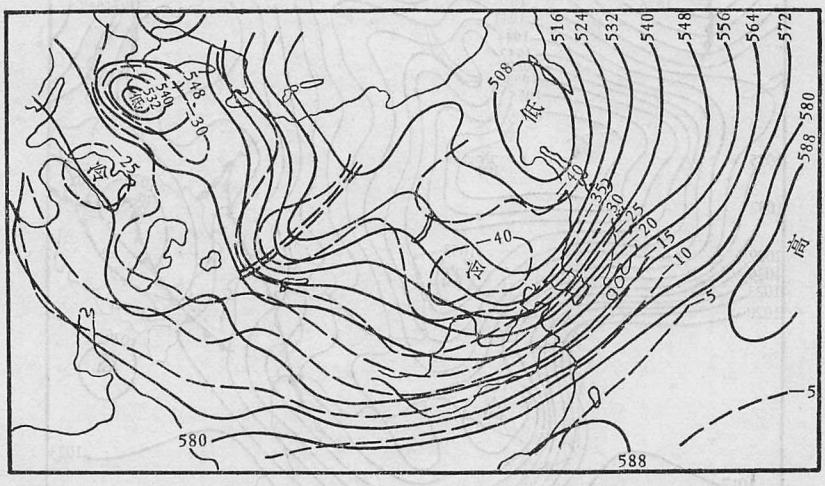


图 8·23　1955 年 1 月 4 日 23 时 500 毫巴图

一些痕迹，东亚大槽已经移到东经 120° 上空. 随着高空形势的变化，地面冷高压开始向东南推进. 1 月 1 日（图 8·24）高压中心还没有很大变动，在哈密与酒泉之间为上述四个低槽中的最后一个低槽. 随着这个低槽的东移，冷锋也在发展，到 1 月 4 日（图 8·25）地面冷锋已经移到我国东部. 我们要注意，引导横槽破坏的直接原因是斯堪的纳维亚的不稳定小槽. 但是这小槽得以发展是有一定大型环流变化为背景的. 概括的讲，大西洋有强烈的气旋发展，促使亚速尔高压向东北伸展，大西洋东部及西欧上空出现强烈的暖平流，使得欧洲的槽被切断. 上述不稳定小槽就发生在切断欧洲冷槽的阻塞高压东北部. 上游环流形势的巨大变化，导致了下游环流的变化. 原在乌拉尔山的阻塞高压及其东部的槽破坏，经向度大为减小，环流转为纬向.

最后把第一类与第二类冷空气活动的高压路径比较一下. 第一类是来自西北方，发

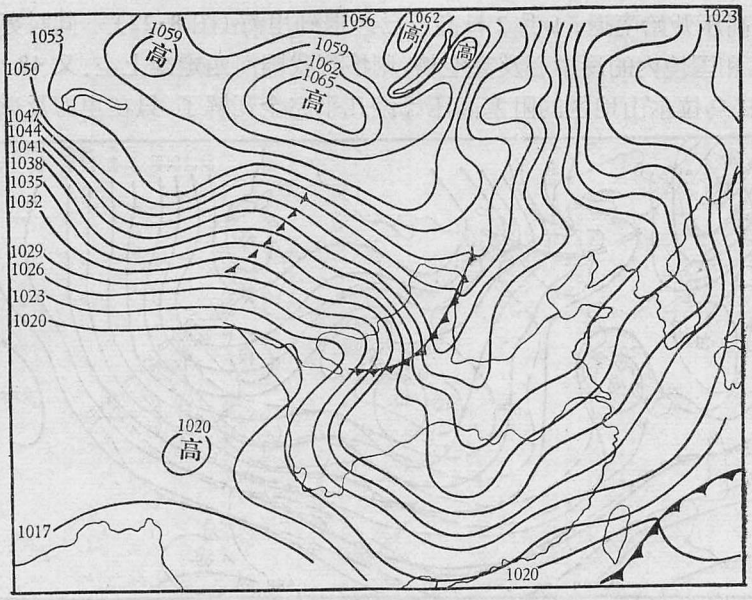


图 8·24　1955 年 1 月 1 日 20 时地面天气图

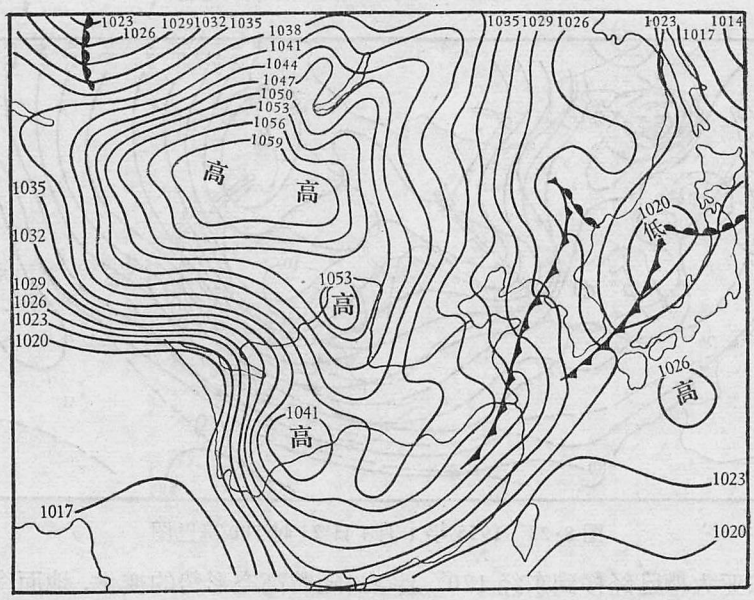


图 8·25　1955 年 1 月 4 日 20 时地面天气图

源于遥远的斯堪的纳维亚半岛;第二类却是原在蒙古人民共和国一带的高压南下,而这个高压大都是原来自北方海洋上移入大陆的,所以不少这类过程,地面的高压路径是自北而南或先自北而南后略偏东南移动的. 顺便指出, 这次不稳定小槽发展, 促使阻塞高压破坏,使横槽中的冷空气爆发南下, 造成一次第二类冷空气活动, 同时小槽的发展本身也带来另一次冷空气,但是,从天气过程来讲那已经是典型的第一类天气过程了.

三、第三类寒潮的天气过程

现在谈一谈第三类寒潮天气过程.　这类天气过程是指环流比较平直的情况下,来自

西方的冷高压活动. 在这类冷空气活动中，大型环流既不象第一类从比较平直转为比较大的经向度，也不象第二类阻塞高压破坏，经向度减小. 在第三类冷空气活动过程中，环流经向度始终变化不大，只是有一对槽脊在西风带中明显的东移. 图 8·26 是 1955 年

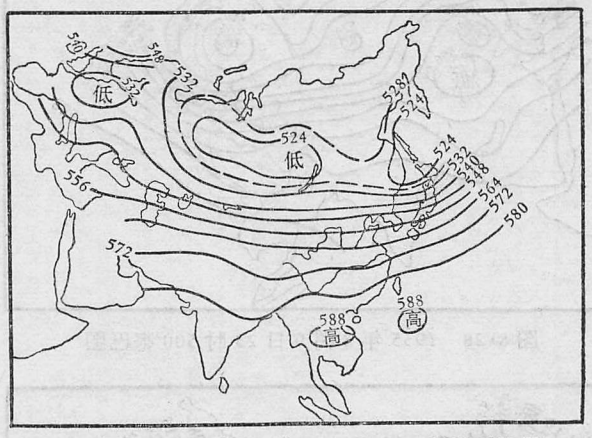


图 8·26　1955 年 3 月 4—8 日 500 毫巴平均图

3 月 4—8 日的 500 毫巴平均图，可以看出整个环流比较平直，仅在黑海北部有一浅脊. 在这期间，冷空气自斯堪的纳维亚半岛南下，低压前部暖平流发展，如 3 月 8 日的图（图 8·27)所表明的，在黑海的脊前，在里海和咸海附近有一个小冷槽. 9 日(图 8·28)有暖空气从大西洋侵入西欧，欧洲低压东部也有暖平流，促使黑海的暖脊向东扩展，使脊前槽内的冷空气继续东移南下(图 8·29). 11 日这个冷槽已经移到大陆东岸(图 8·30). 图 8·31 是 1955 年 3 月 9—12 日 500 毫巴平均图. 从此图看来，环流仍然比较平直. 图 8·32 及图 8·33 给出这次过程的综合动态图及锋面位置，实际冷高压可一直追溯到里海，有时高压还可向北追溯到斯堪的纳维亚半岛.

需要说明的是这类冷空气活动一般强度比其它两类弱，但出现次数却要多些. 并且有时高压强度变化不大，自西而东入海，有时却向南扩展较多. 这时带来大风和激烈降温. 这种情况之发生大多是与蒙古气旋的发展有关，蒙古气旋发展强烈，可导致冷空气南

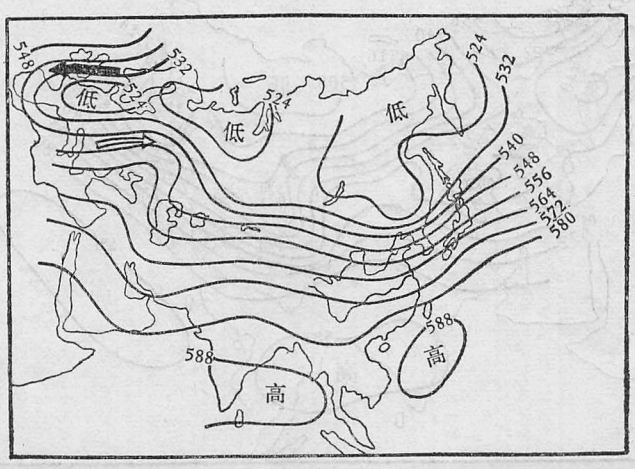


图 8·27　1955 年 3 月 8 日 23 时 500 毫巴图

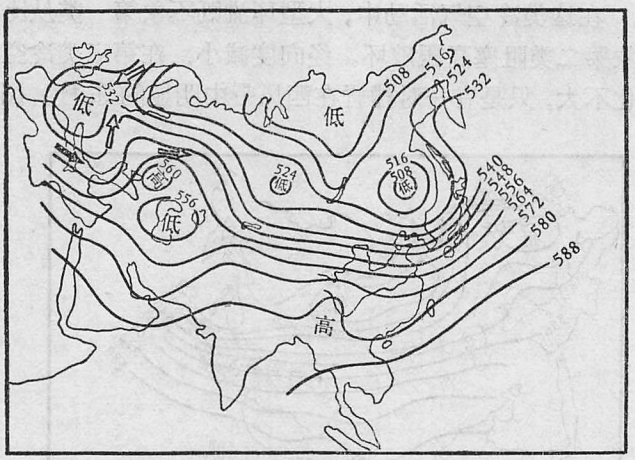


图 8·28　1955 年 3 月 9 日 23 时 500 毫巴图

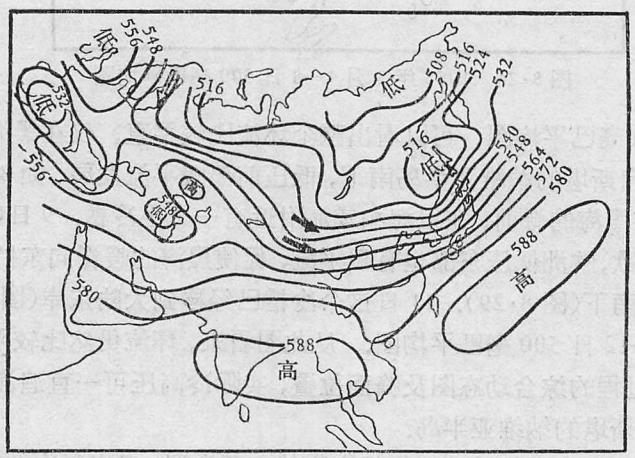


图 8·29　1955 年 3 月 10 日 23 时 500 毫巴图

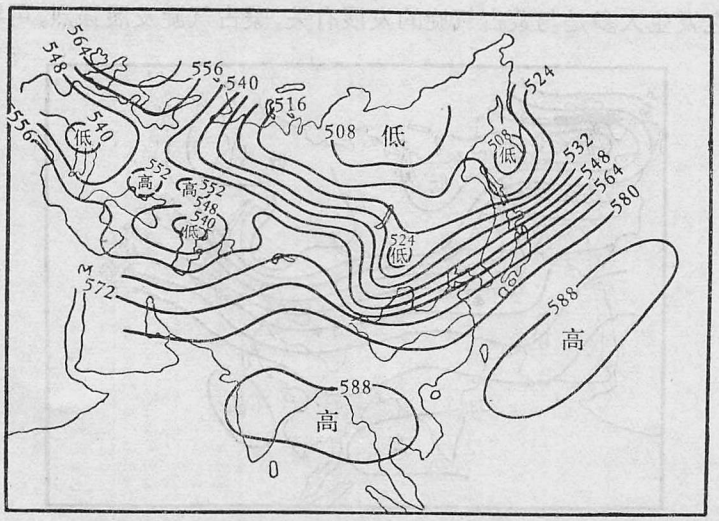


图 8·30　1955 年 3 月 11 日 23 时 500 毫巴图

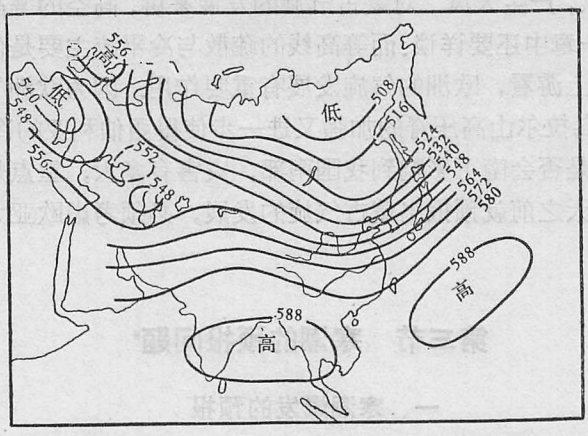


图 8·31　1955 年 3 月 9—12 日 500 毫巴平均图

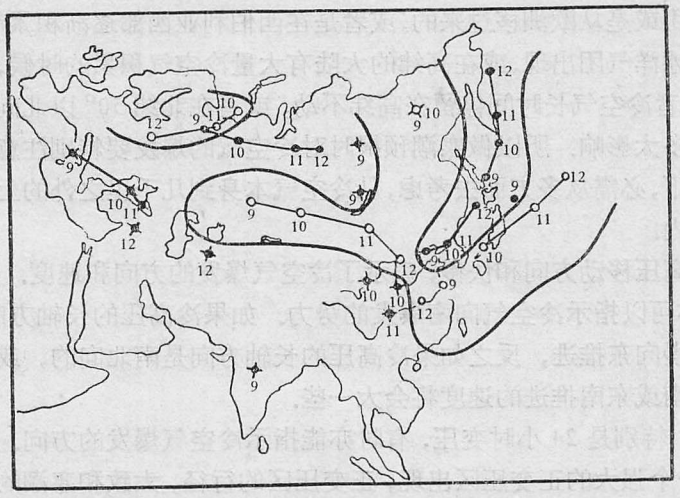


图 8·32　1955 年 3 月 9—12 日地面综合动态图

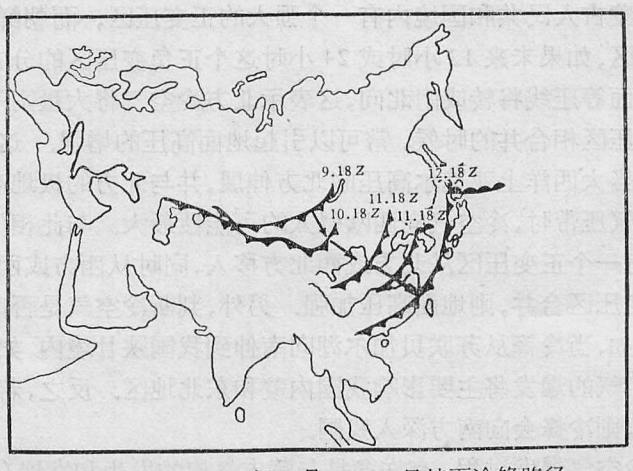


图 8·33　1955 年 3 月 9 —12 日地面冷锋路径

下，同时气压梯度加大，产生大风．对蒙古气旋的发展来讲，高空的等高线疏散与冷平流是主要因子，这在下一章中还要详谈．而等高线的疏散与冷平流主要是使西伯利亚上空的冷槽加深．如果再往上游看，欧洲的气旋发展有重要作用．因为欧洲气旋发展促使乌拉尔山高压脊加强，而乌拉尔山高压脊的加强又进一步使得西伯利亚的冷槽加深．所以要预报这类冷空气最终是否会南下影响到我国南部，灾害有多大，重点是预报蒙古气旋是否发展．而要在2—3天之前就预报出蒙古气旋的发展，必须考虑欧亚大陆的大范围环流形势的特点．

第三节　寒潮的预报问题

一、寒潮爆发的预报

寒潮的预报主要是寒潮的爆发问题．从上两节可以看出侵入东亚的冷空气来源有两方面；一方面来自北方的海洋上，是寒冷的冰洋气团；一方面来自欧亚大陆，即寒冷的大陆气团．大陆冷气团或是从欧洲移过来的，或者是在西伯利亚西部逐渐积累起来的．但是，当北方有寒冷的冰洋气团出现，或在高纬的大陆有大量冷空气积累的时候，并不一定就造成寒潮爆发．或者冷空气长时间停留在高纬不动，或者在北纬50°以北向东运动对我国大部分地区没有多大影响．所以做寒潮预报时对冷空气的爆发要特别注意．对于冷空气是否可能爆发南下，必需从多方面去考虑，从冷空气本身到几千里之外的上游环流形势均应在考虑范围之内．

首先地面冷高压移动方向和快慢，表示了冷空气爆发的方向和速度．地面冷高压的长轴方向，有时亦可以指示冷空气向南爆发的势力．如果冷高压的长轴方向是东西向的，此时冷空气将缓慢向东推进，反之如果冷高压的长轴方向是南北向的，或西北—东南向的，则冷空气向南或东南推进的速度将会大一些．

地面变压区，特别是24小时变压，有时亦能指示冷空气爆发的方向．寒潮爆发过程中，地面往往有一个强大的正变压区出现，正变压区的行径，大致和寒潮的路径相合．正变压区总是在冷高压之前，因此根据过去几张图上正变压中心的移动及强度变化，可以估计冷空气的活动．有时候，从正负变压的地理分布也能看出未来冷空气爆发的程度．例如，在苏联贝加尔湖和蒙古人民共和国境内有一个强大的正变压区，而朝鲜半岛和日本海一带却有强的负变压区，如果未来12小时或24小时这个正负变压区的分布无大改变，则未来东亚大陆上空地面等压线将转成南北向，这表示北方冷空气将大量南下．当两个来自不同方向的地面正变压区相合并的时候，常可以引起地面高压的增强．这种情形一般出现在西伯利亚西部．当大西洋上亚速尔高压向北方伸展，并与北方的极地高压相联，成一条南北向长条形的高气压带时，冷空气向西欧侵入的可能性最大．与此相似，在西伯利亚西部，我们如果发现有一个正变压区从北方或西北方移入，同时从西方或西南方另有一个正变压区移来，两个变压区合并，则地面高压加强．另外，判断冷空气是否南下，锋后的正变压是很重要的．例如，当冷锋从苏联贝加尔湖向南伸到我国陕甘境内，如果冷锋后加压却不明显，则这次冷空气的爆发将主要影响我国内蒙和东北地区．反之，若正变压最大的区域集中在我国境内，则冷锋会向南方深入我国．

此外，东亚的冷空气爆发过程，有许多是与蒙古气旋的发生和发展有联系的，然而并

不是每一次蒙古气旋的发生和发展都能引起我国一次寒潮天气. 对我国内蒙和东北而言,蒙古气旋的发展影响很大. 经验指出,如果在贝加尔湖锢囚气旋填塞以后,在蒙古人民共和国有气旋发展,但是不久蒙古气旋又趋于减弱,而在东海和日本海又有气旋强烈的发展起来,这是冷空气迅速南下入侵我国的征兆. 与此相似,在我国西北地区和四川盆地,如果地面上有很强烈的热倒槽发展时,是冷空气强烈侵入西北和西南的前兆. 因为上述气旋和热倒槽强烈发展和加深时,与其相应的高空槽也会向南加深. 地面气旋加深愈激烈,高空槽加深也愈激烈.

高空槽加深的条件前面已经讲过,这里必须指出,起始时间的温度场只能用来预报最近时期冷空气爆发的可能性及爆发的强度与方向,预报时间一般不能外推到24小时之后,24小时变压虽然有很大意义,但是在环流形势有很大变化时也不能生硬的外推. 因此,关键是抓住大形势变化的特点,也就是要把握长波调整的方向,当然在目前对大气环流认识的条件下,做到这一步是不容易的,但是却是应该努力做到的. 第一类冷空气活动关键是小槽是否发展的问题,事实上,就是在斯堪的纳维亚出现的小槽,有很多是不发展的,有时即使这种不稳定小槽东移迅速加深,到乌拉尔山东部时,已经发展成一个大槽,但以后槽不再发展,并且稳定下来,过一段时间后再东移,那时,槽将减弱,这样就可能大大的推迟了寒潮的爆发时间,或者根本不造成一次寒潮天气. 这些决定于欧亚以至北半球环流形势的变化. 又如,第二类冷空气活动,主要是预报乌拉尔山阻塞形势的崩溃问题. 同样也不是每一次冷空气都能使阻塞高压崩溃. 上面已经讲过,这与大西洋上的环流形势有密切联系. 日常经验证明,上游环流形势的变化对下游影响是很大的,对我国来讲,也就是对东亚的环流形势来讲,乌拉尔山的环流形势变化是很重要的,而大西洋又是影响乌拉尔山形势的又一个关键地区.

二、寒 潮 天 气

冷空气活动带来的天气,由于冷空气强弱、路径以及季节不同而有差异.冬半年,最突出的天气表现是大风和剧烈降温以及降温所引起的霜冻. 有时还有降雪与沙暴. 冷锋过境时,风向剧变,锋后往往有强大的偏北风,北方为西北风,中部为偏北风,南方为东北风. 但因为地形影响,有时冷锋后亦为西南风. 风速剧增一般在锋后,但在蒙古东部及我国东北地区,由于锋前低压的出现和发展,每在锋前风力就增强起来,冷锋过境后大风有时持续时间不长,但也有延续一天以上的,有时结合风的日变化,连续几天下午出现大风.冷锋过了淮河以后,因冷高压中心多处在华北、内蒙一带,南移速度较慢,而南方处在冷高压边缘等压线密集的地方,使锋后大风的持续时间较长. 另外,海上一般比陆上风力大,有时加上地形影响,如台湾海峡,风力更大.

冬季,冷空气南下以后,在西北和内蒙地区经常有风沙现象,其他地区较为少见,江南有时可能有浮尘. 淮河以北少雨,偶有降雪.这个现象一般出现在高空槽前冷锋将到的时候,冷锋过淮河以后,降水的机会便增多起来,尤其是当冷锋速度减慢,或者在长江以南静止时,降水时间会较长. 如果此时上空暖空气比较活跃,雨区就会向锋后扩展.

春秋两季冷空气带来的天气除普遍的大风和降温以外,北方常有扬沙、沙暴等现象,尤其以春季最为严重,因为这时蒙古人民共和国及我国华北一带土地均已开冻,但地表仍比较干燥,空气中温度已升高,相对湿度很小,土壤中水分很快的蒸发,地表就更为干燥,

一有北风，尘沙扬起，随风南下．冬季土地冻结或为积雪覆盖，夏秋降水较多，地表润湿，虽有大风，但风沙现象均不如春季普遍和严重．春季降水的机会也比冬季多，华北、长江流域可有雨雪，但多系零星而短暂，降水量不大，长江南岸以至华南地区，却总是在寒潮南侵时产生降水，并夹有雷电、冰雹现象．当冷空气到了华南，特别当冷锋转为准静止时，常引起大范围持久的阴雨天气，春秋季的雷雨绝大部分产生在冷空气南下的时候，并出现在冷锋附近．

夏季，冷空气活动已不可能达到上述的寒潮标准了．但是使气温在24小时内下降10℃的冷空气活动却是有的，如果夏季只满足这一个条件的冷空气活动也可以叫做寒潮的话，那就是夏季寒潮了．当然夏季由于下垫面温度高，冷气团变性快．所以强烈的冷空气也只是在西北地区造成激烈降温．但是夏季冷空气对我国东部的降水也是很重要的，除台风等热带系统外，夏季的暴雨也总是与冷空气活动有联系的，西北地区关系尤为密切．

第九章　锋面气旋

第一节　概　　述

一、中纬度气旋活动的特点

这一章所讨论的气旋是锋面气旋，没有锋面活动的热低压不在研究之例．锋面气旋就是有锋面的低气压，一般活动在中高纬度．直径小的只有几百公里，大的可达1—2千公里．中心气压一般在1000毫巴左右，强的气旋中心气压可下降到980毫巴以下，而有时弱气旋中心气压甚至在1010毫巴以上．

下面先看一个例子．图9·1上有两个锋面气旋．一个在我国内蒙及东北地区，一个在长江流域．这就是我国最常见的两种锋面气旋，东北低压及江淮气旋．东北低压正在发展成熟阶段，而江淮气旋则才开始发展，处于波动阶段．在江淮气旋的锋面附近有大片

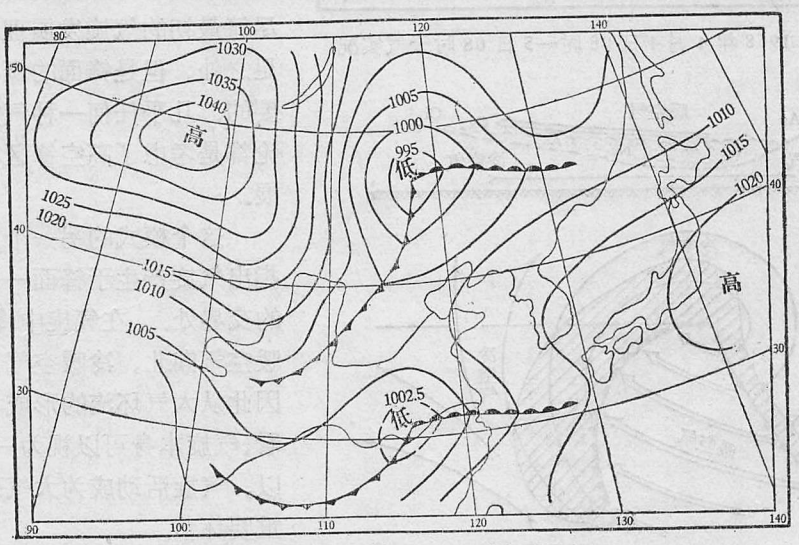


图9·1　1958年4月5日08时地面天气图

雷阵雨区；而在东北低压的四周布满大风区．图9·2给出自1958年4月4日08时—5日08时的24小时降水量，暴雨中心强度达50毫米以上．

从这两个气旋的例子可以看到，气旋中的天气主要集中在锋面附近，例如江淮气旋的阵性天气主要在暖锋前及冷锋附近．东北低压中的大风在冷锋后也最强烈．这种特点也不是只有我国的或东亚的气旋才有，而是中纬度气旋所共有的，虽然不同地区多少有些差别．例如东北低压一般带来的天气主要是大风，也间或有降水，不过不大．而江淮气旋带来的天气则以暴雨为主，有时，特别当气旋入海加深时也会造成大风．又如出现在我国的锋面气旋一般从出生到成熟时间比其它地区短，这是东亚的地理及环流条件造成的．但是，我国的锋面气旋，也还具有中纬度气旋所有的很多共性．

图9·3是中纬度气旋的模式图，中图是地面流线及雨区，上图是气旋中心以北的东西

向垂直剖面，下图是气旋中心以南的东西向垂直剖面.

这个模式说明，从平面看气旋是一个逆时针旋转的涡旋，中心处气压最低. 但是自中心向西南有一条冷锋，自中心向东南有一条暖锋. 暖空气在冷暖锋之南，冷空气在锋区之北. 由于冷锋自下而上向西北倾斜，暖锋自下而上向东北倾斜，所以暖区，也就是暖空气的范围愈向上愈大. 暖空气在锋面上是螺旋式上升，冷空气在锋面下是以扇形铺开下沉的. 因此天气主要产生在锋面附近.

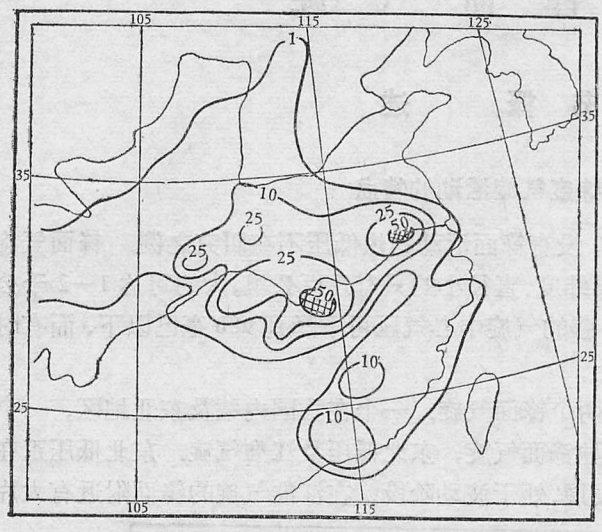


图 9·2　1958 年 4 月 4 日 08 时—5 日 08 时天气实况

这个模式概括了一般的情况，而且主要代表成熟阶段的气旋. 这模式把气旋与锋面密切联系起来，由此建立了气旋发展的锋面学说. 尽管最初的气旋发展理论有很多不足之处，但是锋面的概念是非常重要的. 几乎任何一种气旋发展的理论都是考虑了高空锋区与急流的发展.

这个模式的另一个重要之处是指出气旋产生于锋面——冷暖空气的交界处. 在气旋中冷空气向南，暖空气向北，冷暖空气南北交换，因此从大气环流的形成与发展角度看，气旋本身可以视为一个扰动. 所以，气旋活动成为大气环流的一个重要环节.

再者，这个模式指出暖空气上升，冷空气下沉，这样气旋发展本身所需的动能由释放位能而来. 从能量的观点，对气旋的发展有了进一步了解.

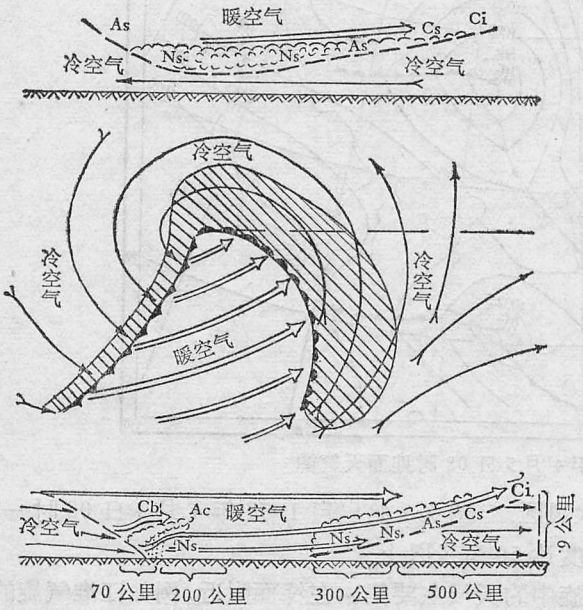


图 9·3　气旋模式

二、气旋的垂直结构

图 9·4 及图 9·5 表明，两个气旋高空的温压场有很多类似之处：(1)每个气旋均有一个明显的高空槽相配合，在高空槽后有相应的温度槽. (2)地面气旋在高空槽前部的等高线疏散区. (3)气旋上空附近有一个等温线密集区，也就是说，气旋是与高空锋区密切配合的. (4)气旋前半部上空有暖平流，后半部上空有冷平流. (5)自低层到高层，由于气旋

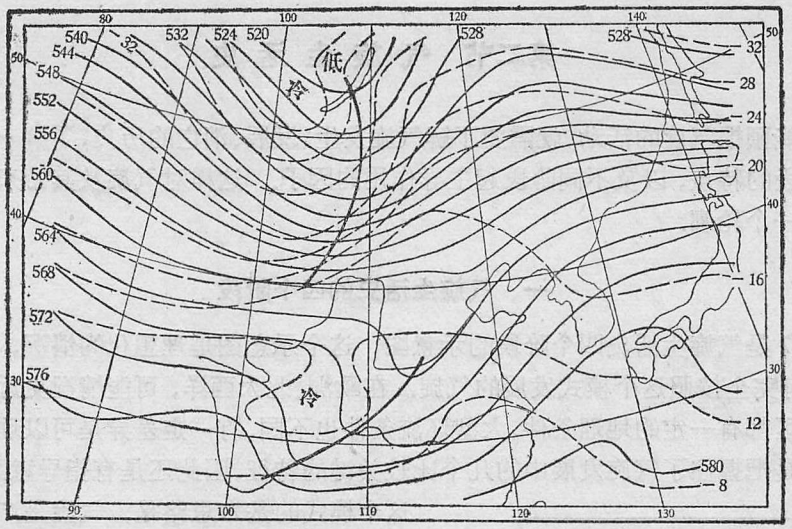


图 9·4　1958 年 4 月 5 日 08 时 500 毫巴图(同时给出等温线)

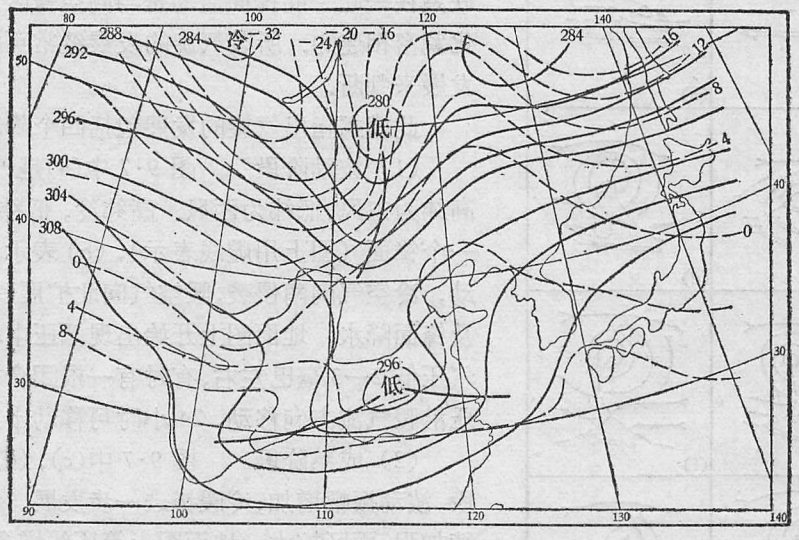


图 9·5　1958 年 4 月 5 日 08 时 700 毫巴图(同时给出等温线)

还处在发展阶段,所以很明显是一个半冷半暖温度不对称的系统.

另外,气旋低层气流的方向是自气旋外偏向气旋内,所以气旋低层空气是辐合的,当然高层空气是辐散的. 这就说明气旋中的空气是上升的. 同理,气旋后部的反气旋中气流是下沉的. 这可概括如图 9·6.

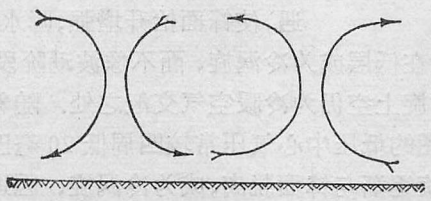


图 9·6　气旋中的垂直环流

第二节　气旋生活史

为了能预报气旋的活动，就需要了解气旋发生、发展、消亡的历史，了解一个气旋生活史各个阶段的特点，以及不同阶段起主导作用的因子．这样对气旋及其带来的天气的认识就有了一个轮廓．

一、气旋生活史的四个阶段

图 9·7 是气旋生活史四个阶段的示意图，这个示意图是理想化的情况，特别是在东亚，很少有完全按照这个模式发展的气旋．在欧洲、北大西洋，可能情况更近似一些．但是每个地区都有一定的地理条件，大型环流条件也不同，有一定差异是可以理解的．而这个模式还是把握住了气旋发展中的几个比较关键的特征，因此还是有指导意义的．

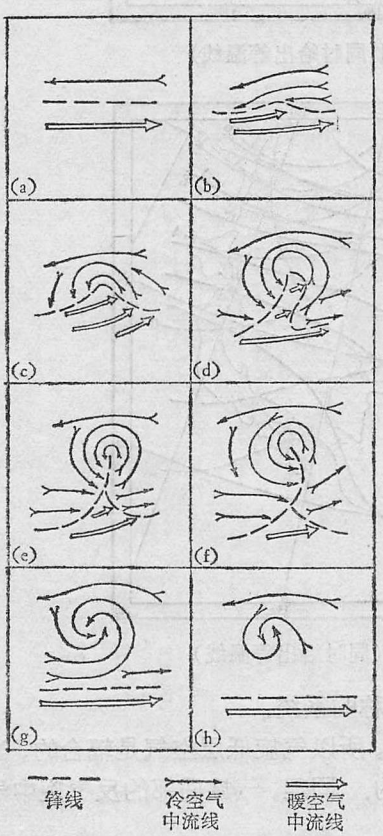


图 9·7　气旋生活史

这个模式的基本思路是，气旋是产生于锋面上的波动．因此把气旋生活史与锋面的发展演变密切联系在一起．而锋面活动是与高空锋区及急流的变化紧密相连的．所以气旋的发展经常可以从锋面的发展来判断．

此模式指出气旋的发展包括四个阶段：

(1) 波动阶段　图 9·7 中(a)是气旋发生前，高纬为东风，低纬为西风．高纬冷，低纬暖，中间有一个锋面（图上用虚线表示）；(b) 表示开始出现波动，冷空气向南侵袭，暖空气向北扩展，出现冷暖锋及锋面降水，地面图上开始出现低压中心，比四周气压低 2—3 毫巴左右，有时有一根闭合等压线．低压沿暖气流方向移动，24 小时可移动十几个经距．

(2) 成熟阶段　图 9·7 中(c)，(d) 为成熟阶段，波动振幅增加，冷暖锋进一步发展，锋面降水继续加强，雨区扩大．地面图上等压线增多，中心气压可比外围低 10—20 毫巴左右．低压一般仍沿暖区气流方向移动，速度比波动阶段略减，24 小时约移动10个经距．

(3) 锢囚阶段　图 9·7 中 (e) 为正当锢囚阶段，(f) 为锢囚后的情况．锢囚开始时冷暖锋相遇，使锋面抬升增强，降水强度及范围均增大．由于冷暖锋相互叠置，气旋涡旋在低层成为冷涡旋，而不像波动阶段，冷暖空气各占一部分．同时暖空气被抬离地面，气旋上空仍为冷暖空气交汇之处．随着锢囚的加深，冷涡旋的厚度也愈来愈大．这时地面图的低压中心气压常较四周低 20 毫巴以上．移速大大的减慢．

(4) 消亡阶段　气旋逐渐与锋面脱离，成为冷涡旋，因地面摩擦而慢慢填塞消亡．图9·7(g)，(h)为这一阶段示意图．

完成这四个阶段一般要5天左右，但不同地区可以有很大差异. 例如在北大西洋与欧洲有时锢囚阶段比较长，气旋自生成到消亡可远远超过5天，但在东亚波动与成熟阶段较短，有时1—2天即达到锢囚阶段，所以东亚一次气旋活动经常在3天左右完成，一般在5天以下.

除此以外，实际上比较复杂的是气旋的再生问题，有时气旋已经锢囚，但由于冷空气活动，在锢囚点处新生一个气旋，蒙古气旋就大部分是这样生成的. 又如东北低压在锢囚后，常因后部新的冷空气补充，产生副冷锋，使气旋再度加深. 还有气旋到了海上，特别在冬半年，由于下垫面海水温度高，近地面层空气湿度大，使不稳定度增加，气旋得到附加的潜热与感热输送，因而再度加深. 我国东北低压入海到鄂霍次克海及阿留申地区的加深，东海气旋到海上的加深就是最明显的例子.

所以上面给出的模式只是理想情况，而经常在一定地区，一定季节，气旋发展还有一些不同的特点. 有时这个阶段明显，有时那个阶段长一些，有时又再生. 这些都需要注意.

二、高空温压场的变化与气旋的发展

根据第六章中所介绍的理论，地面气旋的发展是高空温压场变化的结果. 从高空温压场我们可以判断对气旋生成有利的热力与动力因子. 图9·8 (a)，(b)是相当波动阶段的高空温压场及相应地面变压区的示意图. 这时高空锋区也是波动式的，高空温度场落后于高度场，地面气旋在高空槽前脊后. 这时平流零线穿过地面气旋中心，稍稍偏后，地面气旋中心上空亦为暖平流，但在气旋前部暖平流最强，气旋后部为冷平流. 所以热力因子引起的气压变化，暖锋前为负，冷锋后为正，在图中用横线阴影区画出. 从高度场来看，槽前等高线疏散，最大涡度平流正在气旋上空. 因此动力因子引起的气压变化在气旋中心为负，在图上用竖线阴影区画出. 这两种因子配合，反映出气旋不但会向前移动，而且还在加深.

图9·8 (c)，(d)为气旋成熟

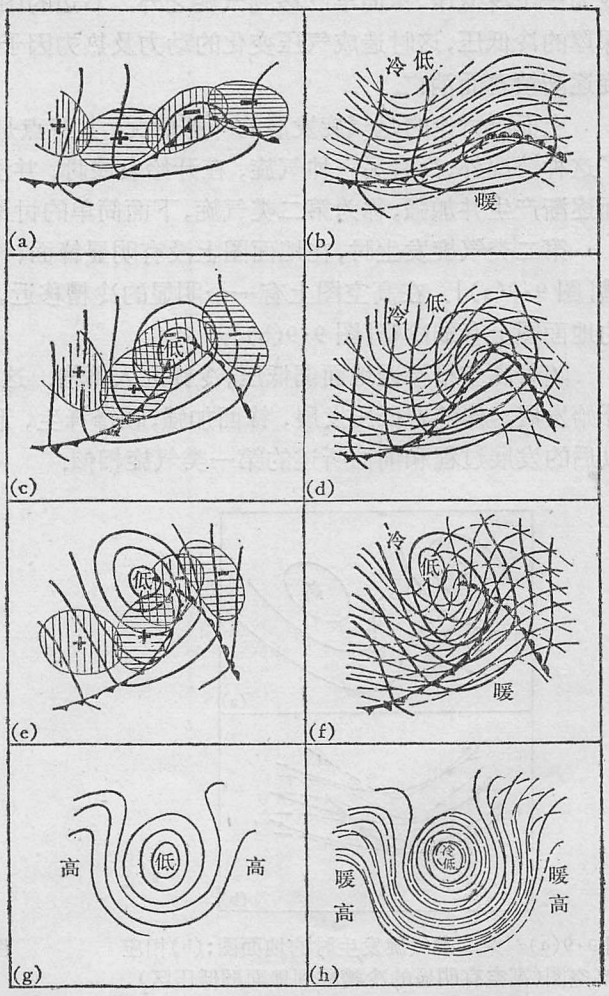


图9·8 气旋发展的各阶段高空温压场与地面变压区

(粗实线为地面等压线，细实线为高空等高线，细断线为等厚度线，竖线区为动力因子引起的变压区，横线区为热力因子引起的变压区)

阶段高空温压场形势及热力、动力因子所产生的变压区位置示意图. 这时高空槽加深,温度槽仍落后于高度槽,但两者比前一阶段有所接近. 地面气旋前部仍为暖平流,后部为冷平流. 同时气旋仍在高空槽的前方, 气压变化的热力、动力因子配置与前一阶段差别不大. 随着地面气旋的发展,气旋上空的温度因上升运动而逐渐降低,这在气旋中心偏后地区最明显,因为这里同时有冷平流. 所以温度槽离气旋中心愈来愈近.

图 9·8 (e),(f) 为气旋锢囚阶段高空温压场形势及热力、动力因子所产生的变压区位置示意图. 高空槽进一步发展,出现闭合中心,高空冷中心与此高度场的低压中心更加接近. 地面气旋发展到最强, 开始锢囚. 冷平流侵入到气旋中心及南部. 动力减压的因子因高空出现闭合低压中心而开始减弱. 图上气压变化因子的配置说明气旋已经发展到最深而开始减弱,移动缓慢. 这时气旋低层已经基本上为冷空气所控制,只是不同部分冷的程度还有些不同. 但是高空温度对比仍然明显.

图 9·8 (g),(h) 为气旋消亡阶段高空温压场形势示意图. 左边的图表示地面气旋已成为一个冷低压,锋面早已移到气旋之外. 右边的图表示高空温压场近于重合,成为一个深厚的冷低压,这时造成气压变化的动力及热力因子都迅速减弱,由于地面摩擦辐合使气旋逐渐填塞而消亡.

上面所讨论的是气旋发展的一种情况, 其特点是气旋发生在已经存在的锋面上. 除了这种情况外,尚有另一种气旋, 在开始发展时, 并没有明显的锋. 伴随着低压的发展锋面逐渐产生并加强,称为第二类气旋,下面简单的讨论这一类气旋发生的过程.

第二类气旋发生时,在地面图上没有明显锋面,气压场微弱,在某些情况下,有弱的倒槽[图 9·9(a)]. 在高空图上有一个明显的冷槽移近, 在槽前有正涡度平流. 在高空槽前的地面图上有弱冷锋[图 9·9(b)].

随着高空槽接近地面弱低压,冷锋进入倒槽. 这时由于槽前的正涡度平流,地面低压开始发展. 伴随着低压发展, 锋面加强,暖锋锋生, 形成一个明显的锋面气旋 (图 9·10). 以后的发展过程和前面所述的第一类气旋相似.

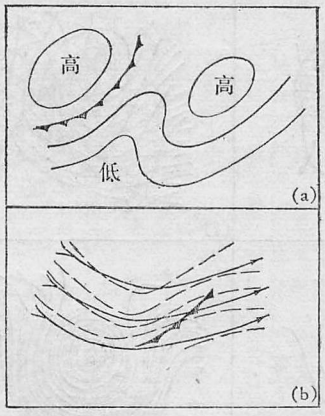


图 9·9(a) 第二类气旋发生时的地面图;(b)相应高空图(高空有明显的冷槽移到地面弱低压区)

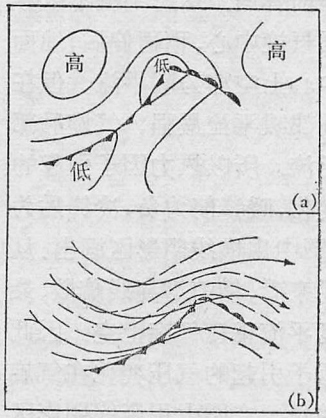


图 9·10 第二类气旋发展过程示意图

这一类气旋在我国春季江淮流域附近经常发生, 预报员称为"冷锋进入倒槽, 暖锋锋生型"气旋发生.

这二类气旋发生时的区别，可以归纳如下：

第一类气旋	第二类气旋
(1) 发生在地面已有明显的锋面上，开始时高空为平直气流，没有明显的槽。	(1) 发生时地面没有明显的锋面，而在高空有明显的槽，槽前有正涡度平流。
(2) 气旋开始发展时，对流层下层即有很强的温度梯度，到锢囚时温度梯度减弱。	(2) 气旋开始发展时，对流层下层没有很强的温度梯度，随着气旋发展，温度梯度增大，锋区开始明显(有锋生的现象)。
(3) 随着地面低压的发展，在高空地面低压的后部出现低压槽，并逐渐加深，在气旋锢囚前，高空槽和地面低压之间的距离变化很小。	(3) 高空槽和地面系统之间的距离逐渐减小，在这过程中，地面低压发展。
(4) 锢囚后成为准对称性冷低压。	(4) 锢囚后成为对称性冷低压。

从以上比较可以看出，这两类气旋的差别主要在起始发展上。从高空图来看，第一类气旋是在高空平直气流的扰动上发展起来的，而第二类气旋则是在已有的高空槽上发展起来，因此有人称第一类气旋为小扰动发展的气旋，第二类气旋为有限振幅发展的气旋。

第三节　东北低压与蒙古低压

春季，一般在3月中旬以后，我国内蒙及东北地区经常有强烈的低压发展，按地区命名，叫东北低压。东北低压很少原地产生，大部分来自蒙古人民共和国，也有一小部分来自我国华北、黄河流域。因此我们把产生于蒙古人民共和国的气旋看成东北低压的前身。所以在讲东北低压之前，先看一看蒙古气旋是怎样生成的。

一、蒙　古　低　压

1. 概述

蒙古气旋是指产生于蒙古人民共和国一带的锋面低压系统。多出现于春、秋二季，春季最多，冬季最少。

蒙古气旋多发生在蒙古中部和东部的高原上，约在北纬45°—50°，东经100°—115°之间。它活动范围大部分是在北纬40°—50°和东经100°—145°的地区内，少数也有稍偏北或稍偏南的时候。据统计，在蒙古发生的气旋基本上向三个方向移动：

(1) 向东入我国境经过呼伦贝尔盟移去。

(2) 向东略偏南入我国境经过锡林郭勒盟西部，沿东北平原、松花江下游移去。

(3) 向东南入我国经华北、渤海，绕长白山经朝鲜移去。

其中以第二种最常见。

2. 蒙古气旋生成、发展的天气过程

我们根据气旋生成的过程，气旋后部冷空气主力影响的地区，按地面形势的特点，将其分为三大类。

(1) 第一类是由西伯利亚移来的锢囚气旋暖区里分裂出的气旋或再度发展的气旋。

这类蒙古气旋出现的次数最多，它是从中亚细亚或西西伯利亚移来的由发育得相当良好的气旋(其中有壮年的，也有锢囚的)在蒙古的具体条件下形成的。当这些气旋在向东

北或向东移动过程中，开始遇到了蒙古西部或西北部边缘的大山脉时往往表现减弱填塞．继续东移，有的过山后中心在蒙古重新获得发展，有的则向苏联中西伯利亚移去，衰老、消失．当行抵贝加尔湖东南时，它的中心部分常和南边的暖区脱离，向东北方移去，南段冷锋则受地形阻挡移动缓慢，在它前方暖区部位逐渐形成一个新的低压中心．形成之初，低压内常没有锋面，以后西边的冷空气进入低压，产生了冷锋．当高空槽加深，暖平流加强时，才生成暖锋，但有时只有冷锋．这一过程如图 9·11．

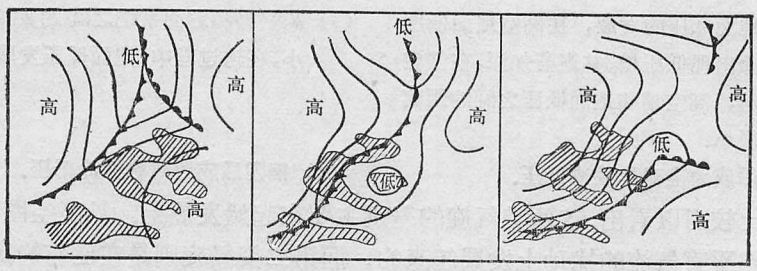


图 9·11　第一类蒙古气旋生成过程

（2）第二类是从我国河西走廊到蒙古西部的倒槽里产生的气旋．

从中亚细亚移来或在我国新疆北部一带发展起来伸向蒙古西部宽浅的暖性倒槽，被槽后的冷空气推动，槽轴稍向蒙古东部偏斜．到了东经 100° 以东，槽后的锋区向东南移动，进入了倒槽里，这时在倒槽的北部——蒙古中部略偏南的地方断裂出低压中心而获得发展（见图 9·12）．

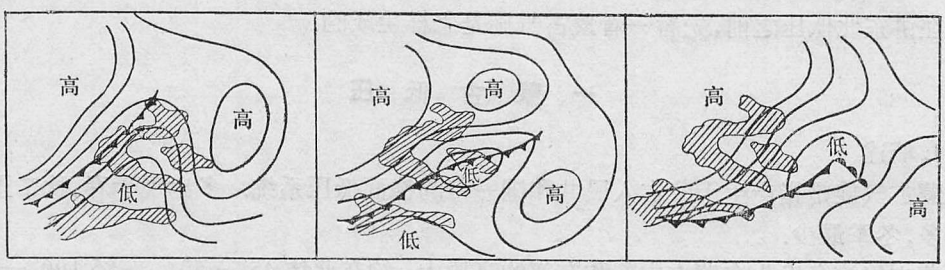


图 9·12　第二类蒙古气旋生成过程

（3）第三类是蒙古西部相对低压区里形成的气旋——蒙古副气旋．

它的发生过程和上述两类不一样．它是由于冷空气分成两股：一股从苏联萨彦岭以北安加拉河、贝加尔湖谷地进入蒙古中部；另一股从巴尔喀什湖以东山谷中进入新疆北部．这二股钳形的冷空气把蒙古西部围成了一个相对的低压区．这时整个冷空气的主力仍留在蒙古西北部边缘和苏联相接壤的地区．以后这块强的冷空气整个向东移动时，在其前方的相对低压区里产生气旋，并获得发展．称其为副气旋，是因为在它出现之前，从苏联萨彦岭以北安加拉河、贝加尔湖谷地进入蒙古人民共和国中部的那股冷空气的前沿，已经生成过蒙古气旋，这个气旋的生成过程大多数是属于第一类情形，所差的就是它的后方紧接着移来的不是冷空气的主力．相对于它，后来在蒙古相对低压区里形成的气旋就叫副气旋了（图 9·13）．

上述三种蒙古气旋的产生，从各季节的大环流形势来看，都与锋区有关．在春季蒙古

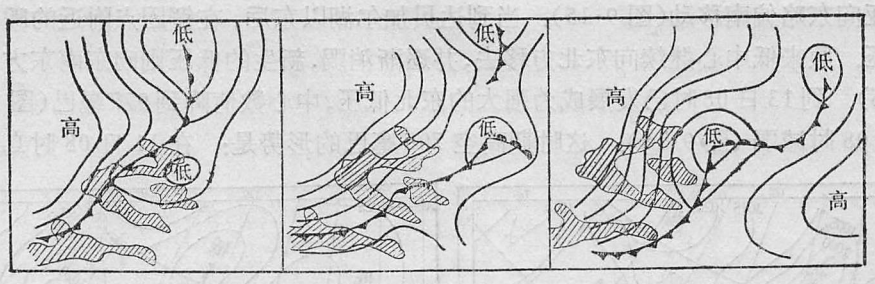


图 9·13　第三类蒙古气旋生成过程

高原、我国新疆已经增暖，而在它的北边，从西北欧海上到叶尼塞河口一带还很冷，以致沿中亚细亚、我国新疆、蒙古人民共和国一带对流层锋区所表现的南北温度对比还很强，因此在过境低压槽的作用下，在锋区的下方有时产生气旋波动．其它季节同样与锋区有关，一般都产生在高空锋区等高线疏散的区域之下(图9·14)．值得注意的是这种锋区上的疏散槽下面对应的是已锢囚的气旋，但是由于热力及动力因子在这种情况下有利气旋发展，所以在锢囚点上又有气旋生成．

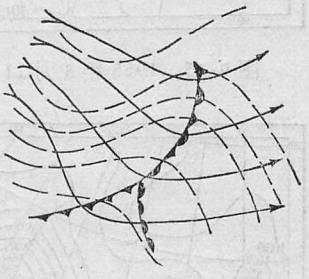


图 9·14　蒙古气旋发生的高空温压场示意图

气旋之所以经常在蒙古一带发生，是与地形条件有关的，同时也是与高空温压场的发展有关．东亚北支锋区上大都是东移的大槽，由于地形等因子影响大槽分裂，而很少从开始就有小槽在东亚北支锋区上出现，所以北支锋区上的气旋波动阶段均不像上一小节所讲的情况，而是多从锢囚气旋中再生．即使第二类蒙古气旋，冷锋东移，在倒槽中产生气旋．在此之前在西伯利亚亦经常有气旋发展．不过这类蒙古气旋生成时，西伯利亚的气旋已经位置很偏北，或者已很弱了．不像第一类蒙古气旋直接产生于锢囚点罢了．第三类蒙古气旋是前面一个气旋未发展，而当高空槽及冷锋移来时才使后面一个气旋发展．所以概括的讲，蒙古气旋基本上是产生于西伯利亚的锢囚气旋中，这是它的特点．从高空形势看，蒙古气旋多发生于此支锋区的出口处，即出口区的左侧．

二、东北低压发展的天气过程及预报

东北低压是活动于我国东北地区的低压，一年四季都有出现．春季是较强的东北低压活动最为频繁的时节．从普查的一些历史天气图来看，发现绝大多数的东北低压是从外地移来的．原地产生的次数不多，原地产生而得到发展的则更少．它的来源主要有如下几种：

(1) 由蒙古气旋东移到东北而形成的东北低压．这一类占东北低压的大部分．

(2) 华北平原东部，特别是开封附近以及渤海地区产生的低压，向北偏东移动进入东北．这类多发生在夏季，秋季也有．是造成东北地区夏半年多雨的主要天气系统之一．

(3) 东北当地产生的低压，这类很少．

不管那一类东北低压，其发展过程除开始阶段的蒙古气旋多为锢囚气旋中再生，而很少直接从静止锋波动上产生以外，与上一节讲的过程基本一致．下面我们看一个例子．

1958 年 3 月 11 日—14 日是一个较强的东北低压发展过程．开始，一个锢囚气旋自

西伯利亚向东略偏南移动(图 9·15). 当到达贝加尔湖以东后，在锢囚点附近的暖区内出现了低压. 原来低中心继续向东北方移去，并逐渐消弱，新生的低压则向东南东方向移动(图 9·16). 到 13 日 08 时已发展成为强大的东北低压，中心数值降到 977 毫巴(图 9·17)，到 14 日 08 时减弱 (图 9·18). 这时期高空 700 毫巴的形势是: 在 11 日 08 时乌拉尔山

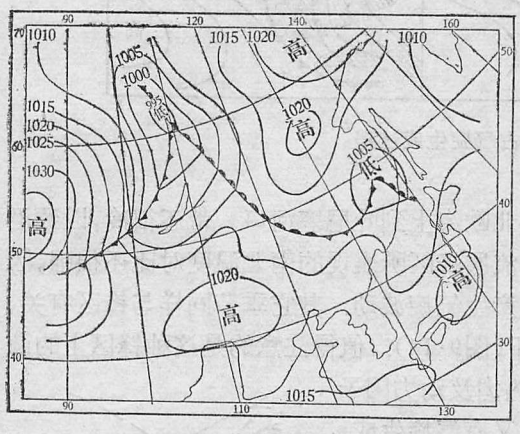


图 9·15　1958 年 3 月 11 日 08 时地面图

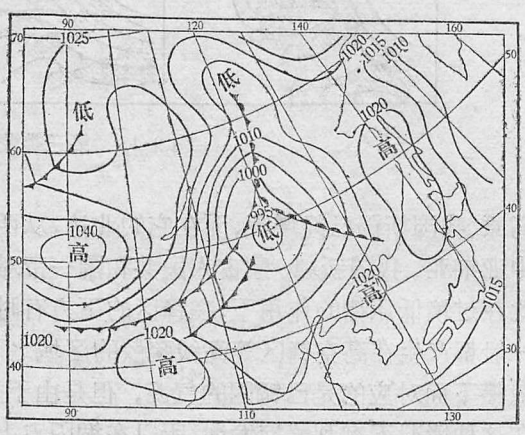


图 9·16　1958 年 3 月 12 日 08 时地面图

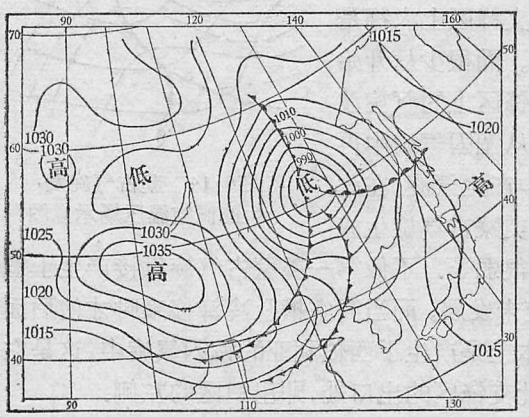


图 9·17　1958 年 3 月 13 日 08 时地面图

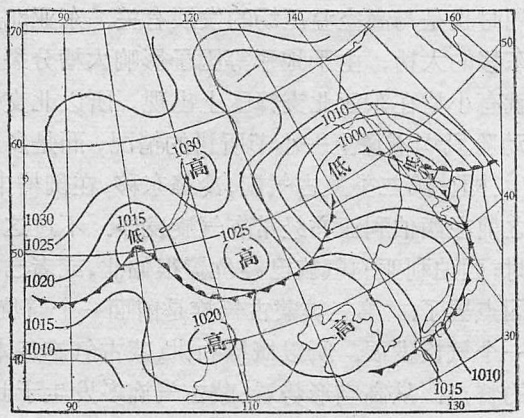


图 9·18　1958 年 3 月 14 日 08 时地面图

附近有一个暖性高压脊，脊上暖平流很强. 而在西西伯利亚低地有一个深厚的、稳定的冷性低压，冷低压的下游贝加尔湖地区有一个小槽，恰与地面低压相应，槽前有一个宽阔的暖脊向北伸展很远，槽前的等高线和等温线都是疏散的，暖平流很强，槽后冷平流更强(图9·19). 这样的形势显然有利于低槽发展，所以 24 小时后出现了闭合的低压中心. 高空的冷中心也迅速向东南方移动，槽后平流交角很大，风速也增大，冷平流更强，并且已经进入槽内. 但在内蒙、东北上空仍是暖平流区，分布在地面低压的前部. 因此，未来低压仍会继续发展(图 9·20). 到 13 日 08 时，700 毫巴图上(图 9·21)低压已降至 264 位势什米，中心位于嫩江上空，槽后冷中心已移至贝加尔湖东南方，并向东伸出一个冷槽于高空低压的南方，致使高空低压的前部也为冷平流所控制，而暖脊已被挤至高空低压的东部去了. 此时地面低压已发展到极盛时期，中心轴线也趋于垂直(图 9·22). 以后就减弱了.

至于东北低压发展的预报，一般情况下，当有低压生成和发展时，高空图上都是一个

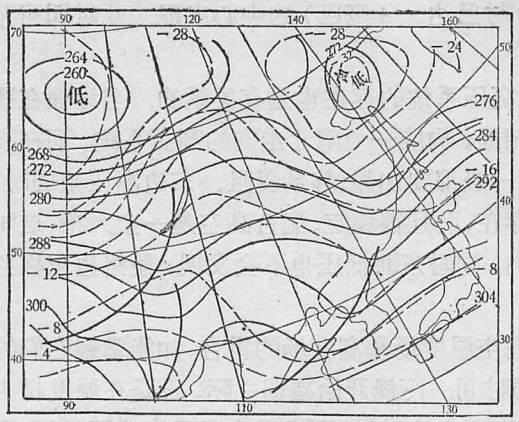


图 9·19　1958 年 3 月 11 日 08 时 700 毫巴图

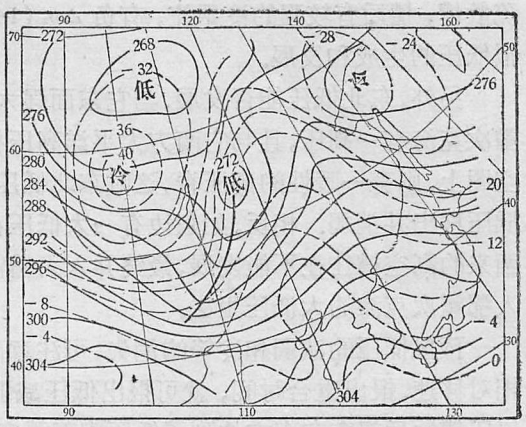


图 9·20　1958 年 3 月 12 日 08 时 700 毫巴图

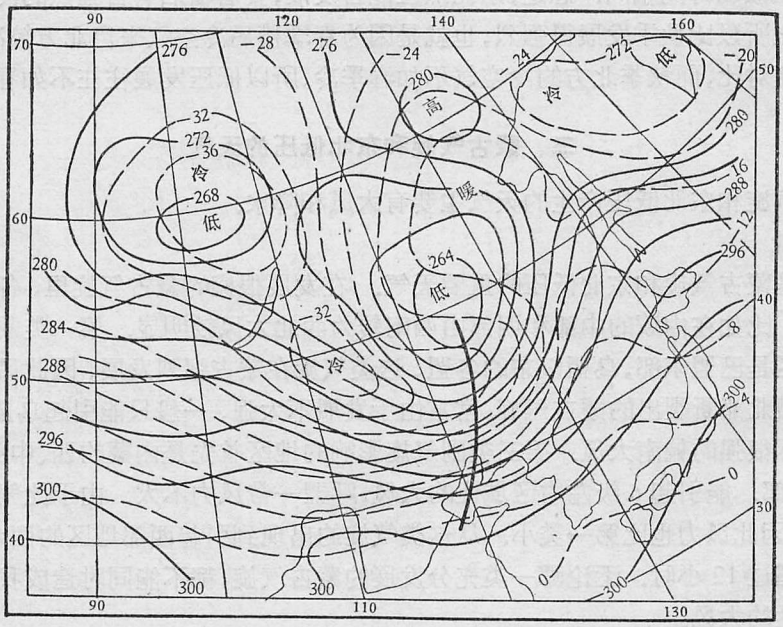


图 9·21　1958 年 3 月 13 日 08 时 700 毫巴图

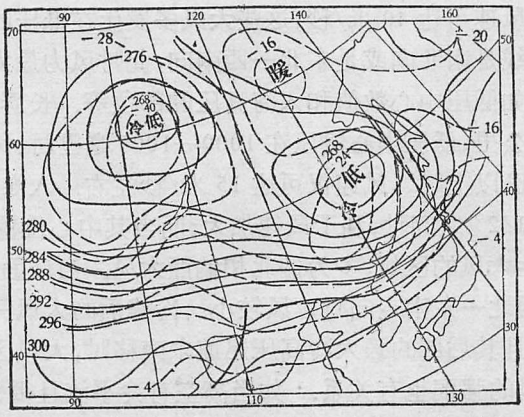


图 9·22　1958 年 3 月 14 日 08 时 700 毫巴图

疏散槽，槽后有较强的冷平流，有负 Δp_3（14 时已达 −4 毫巴）的中心出现．此时即可预报低压的生成和发展．

另外，东北低压能否发展，与它东面强大高压系统的存在也是有关系的．当地面在鄂霍次克海有一高压，且与它南方太平洋高压相通，构成一个南北走向的高压系统；而在高空图上，则有一暖性的高压脊，这时东北低压一般都要加强，移动受阻．东边高压减弱时，低压移出并消弱．相反，如东边有一大低压存在，而且很稳定，配合高空是一个大槽，这时西来的高空槽往往不能发展，最终并入大槽内，同时东北低压也不会发展，最终也东移并入鄂霍次克海的大低压里去．

预报低压的减弱和冷锋的消失，可注意高空温度场和高度场的重合，如能掌握它们的相对移速，报出重合时间，就可报出低压减弱时间．冷锋开始减弱之际，正是在温度槽由气压槽的后部向东南方伸到了低压南部再向南下来的时候，而槽后冷锋天气减弱时间，则和地面低压减弱时间相同．总之，东北低压能否发展，要看槽后有否强烈的冷平流．春季东北低压之所以比秋季发展得强烈，也就是因为春季槽后冷空气来自北方较冷地区，造成较大的温度对比，而秋季北方的冷空气不如春季冷，所以低压发展往往不如春季强烈．

三、蒙古气旋和东北低压的天气

蒙古气旋和东北低压产生的天气主要有大风和降水．

1. 大风

大风是蒙古气旋和东北低压的重要天气．在发展很盛的蒙古气旋里，各部分都可以出现大风．比如在内蒙的中部和西部由西南转为西北大风较明显．第一类蒙古气旋主要影响的地区是巴盟东部，乌盟以东的各盟，这类气旋在蒙古强烈发展，因此风力很强．第二类即倒槽北部断裂出的蒙古气旋，常常由于发展不太强，一般只能引起乌盟、锡盟一带某些单站不很强的偏南大风．第三类副气旋影响的地区首先是内蒙的西、中部，然后是内蒙的中、东部．能引起 6 级左右区域性的大风，呼盟一带风力不大．由于此气旋的发展不如第一类，因此风力也比第一类小．从这类气旋的出现到引起西部地区的西北大风，所需时间常不超过 12 小时．无论哪一类充分发展的蒙古气旋，都不能同时造成我国内蒙古自治区全区性的大风．

东北低压造成的大风，由于受东北地形的影响，在松辽平原经常出现西南和南南西大风，在四平和长春两地风速可达 40 米/秒，这些大风多发生在低压的暖区里．当低压正在发展时，并且如果等压线是南北向或是东北一西南向，此时风力最大．暖区内风的大小还和其它种种原因有关，如低压中心数值和入海高压的部位等．长春地区经验指出，当冷锋靠近长春约 100—300 公里，低压中心气压在 1000—1005 毫巴时，风速可达15—20米/秒；如中心气压在 1005 毫巴以上时，风速仅可达 15 米/秒左右．入海高压中心位置在北纬 35° 以北，东经 124°—132° 之间时，利于风速加大；而当其中心位置偏南时，风速减小．

冷锋后部也是发生大风的区域，多为偏北和偏西大风．当锋面走向为东北一西南时，风较大，而当锋面呈西北一东南走向时，风较小．冷锋后的大风一般都靠近锋线连成一片．当低压发展很强，且其后部的强大冷高压迅速东南移时，大风区的范围很广．

高空的形势与大风的强弱也有关系．如当高空有冷平流且很强时，地面就会有很强的偏北大风，当高空等高线和地面等压线走向一致，并且是南北走向或西南一东北走向，

则地面的偏南风就大，而且持续时间往往可达 24—48 小时之久。无论偏南还是偏北大风，冬春两季常可造成强烈的风沙天气，使能见度降低到 1 公里以下.

2. 降水

由于气旋内的暖空气多是来自青藏高原的东北部及河西走廊一带，水汽不足，所以降水常常不如大风现象那么明显.

各类蒙古气旋中只有从河西倒槽断裂而产生的蒙古气旋对内蒙地区可以产生较盛的降水，其它类型气旋一般降水不大，甚至没有降水. 在第一类气旋中降水区主要出现在气旋的北部，贝加尔湖南边一带地区，随着气旋的东移，逐渐扩大. 它对内蒙的影响地区主要集中在呼伦贝尔盟. 第二类和第三类气旋周围的降水有两部分，其一是出现在北部，与第一类相同. 另一部分降水生成较晚，只是在当冷空气在气旋西南方，沿河西走廊侵入河套时，才在河套地区生成. 生成后偏东移. 当地面蒙古气旋加深不多而高空槽相当深时，南北二部分降水区有时可以连成一片.

东北低压的降水一般的说比蒙古气旋多. 尤其是来自华北、黄河下游，从西南向北东北移入东北地区的低压降水极盛，是东北夏季出现大暴雨的主要天气系统之一. 而由蒙古移来的低压则降水量不大. 一般说来，东北低压降水区集中在低压的北方冷空气内. 降水的强弱决定于低压本身的强度和进入气旋的气流来源，如气流来自海上，则低压内降水较强烈. 相反，如来自大陆则降水较少. 冷锋的降水有时发展在锋前，有时在锋后. 锋前降水多出现在冷锋位于高空槽后时，降水多阵性，冷锋移速也较快；冷锋位于槽前时，降水多在锋后，且降水带宽. 当高空槽愈深，移动愈慢时，则降水愈强烈，持续时间也愈长，可达 10 小时甚至 48 小时之久. 此外，在夏季如有弱低压停留在东北地区，或在高空冷涡之下地面上出现弱小的低压，这些低压里常有雷阵雨天气。东北低压的降水量有时可达暴雨程度，但多集中于山区，平原较少.

第四节　江淮气旋与东海气旋

江淮气旋是指发生在长江下游、淮河流域及湘赣地区的锋面气旋，东海气旋是指在东海地区发展的气旋. 从与高空锋区的联系来看，它们都是南支锋区上的波动.

一、南支锋区上波动的特点

江淮气旋发生时的高空温压场与蒙古气旋发生时的情况不同. 一般南支锋区上的波动是在南支锋区入口处.因为这时海上经常为副热带高压所控制，由北支或中支南下的冷空气常使南支锋区加强. 而温度对比最强的地带主要在西太平洋，所以我国江淮流域，以及东海地区正处在锋区入口的右侧. 按照发展理论，这里是有利于气旋发展的. 因为不但涡度输送等表明是气旋生成区，地理条件也是有利的. 正如蒙古气旋与蒙古高原的地形条件有关一样. 东海也是气旋容易得到发展的地区，特别在冬半年更是如此. 东海气旋在春季最多，冬季次之，夏秋两季最少. 这是因为冬季大陆上以冷空气活动为主，即使在较低纬度也是这样. 所以只有当冷空气到了海上，才具备气旋发展的条件. 春季与冬季情况类似，但暖空气较冬季活跃，所以气旋发展的频率也较大. 但是春夏之间南支锋区逐渐北移，控制江淮一带，所以江淮气旋春季最多，夏季次之. 但是，由于洋面潜热供应充

分，所以虽属夏季，气旋到了海上也会有所加强.

南支上的波动形成过程基本上有两种情况，一种是冷高压已入海，高压后部冷锋静止，这时南支上有高空槽东移，使静止锋上的波动发展，这与第二节所讲的情况基本一致．不过气旋一般移速较快，在大陆上从生成到移出去很少超过 48 小时.

另一种情况是，地面图上江南有倒槽存在，槽内开始并无锋面，以后由于高空暖平流加强，有暖锋锋生，这时西侧往往有冷锋进入倒槽，发展成锋面气旋．图 9·23 就是这种过程示意图．(a) 表示第一阶段，地面有倒槽，倒槽西部有冷锋．(b) 表示第二阶段，倒槽中有暖锋锋生，冷锋更接近倒槽的高空形势.

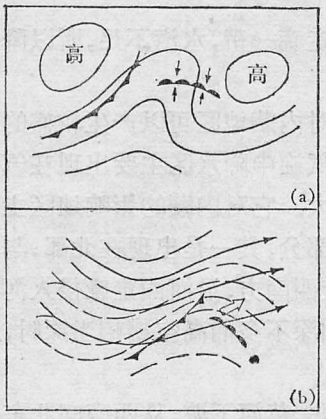


图 9·23　南支波动生成过程示意图

二、江淮气旋的生成过程

现在通过一个例子看一看江淮气旋的生成过程．图9·24 及图 9·25 为1959 年 4 月 2 日 08 时及 20 时的地面图，图上明显的看出江淮有一条静止锋，这条静止锋处在入海高压的后部，而入海变性的冷高压中心在日本附近．这时高空南支锋区上有一个槽东移．图 9·26 及图 9·27 为 2 日 08 时及 20 时 500 毫巴等高线及 500 毫巴—1000 毫巴厚度线．到 3 日 08 时 500 毫巴槽线已移到东经 105°，到 3 日 20 时高空槽进一步移到东经 115° 附近（图 9·28 及

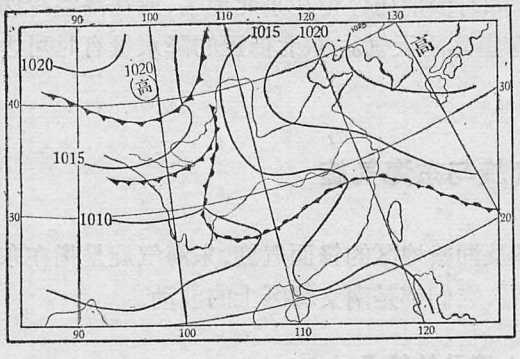


图 9·24　1959 年 4 月 2 日 08 时地面天气图

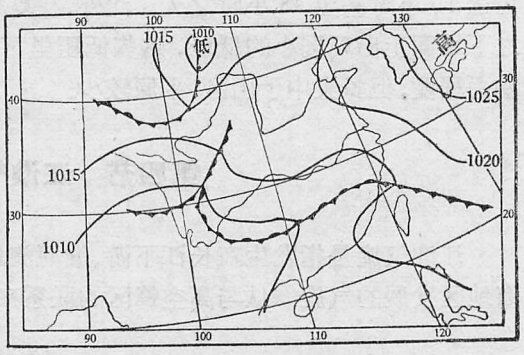


图 9·25　1959 年 4 月 2 日 20 时地面天气图

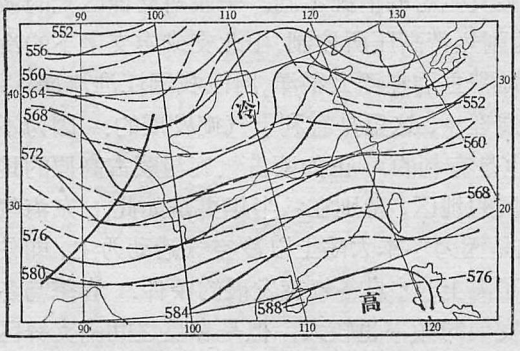


图 9·26　1959 年 4 月 2 日 08 时 500 毫巴图

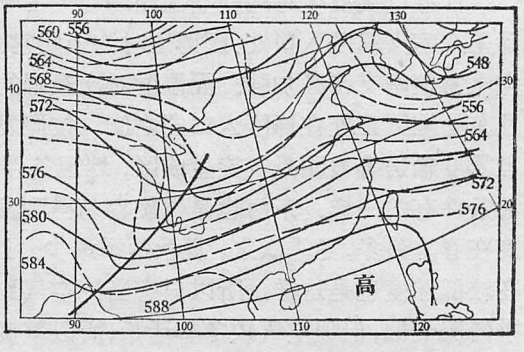


图 9·27　1959 年 4 月 2 日 20 时 500 毫巴图

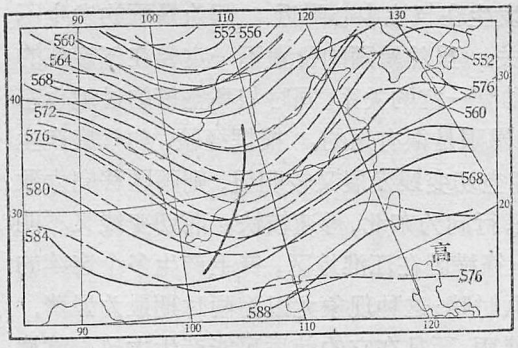


图 9·28　1959 年 4 月 3 日 08 时 500 毫巴图

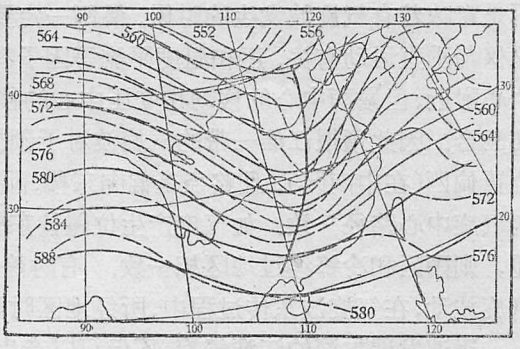


图 9·29　1959 年 4 月 3 日 20 时 500 毫巴图

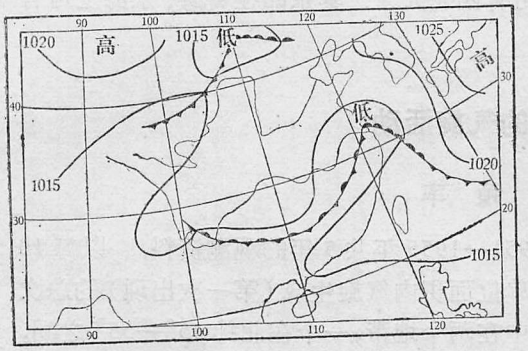


图 9·30　1959 年 4 月 3 日 08 时地面天气图

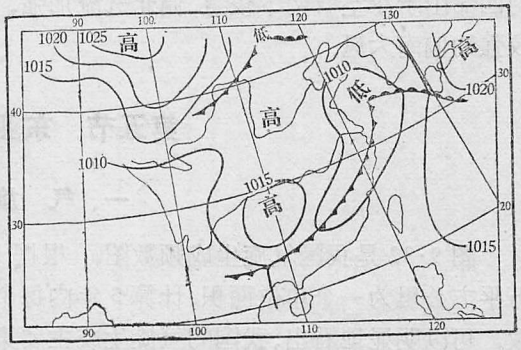


图 9·31　1959 年 4 月 3 日 20 时地面天气图

图9·29). 江淮气旋这时已经入海了(图 9·30 及图 9·31).

总结这一次过程可以看出，地面图上并没有明显的冷高压南下，也没有冷锋进入倒槽. 但是当高空槽移近时，波动就发展起来了. 当然也有时是上面说的第二种情况，即有明显的冷锋进入倒槽，而产生气旋. 但这时高空也有一个明显的高空槽配合. 由此看来，对气旋发展比较重要的还是南支锋区槽的发展. 至于南支锋区上槽的加深则可能有不同情况. 有时北支锋区南压会使南支锋区槽加深，这时往往是北支锋区上先产生东北低压，东北低压的发展又促使冷空气进一步南下. 所以有时一个强的东北低压发展之后，会产生江淮气旋. 另一种情况是北支锋区的高空槽在青藏高原西部向南分裂出小股冷空气，沿南支锋区东移，在青藏高原常有暖性高压脊或闭合高压东移，这时西太平洋副热带高压也逐渐北上，会形成切变线，产生一连串气旋波.

对江淮气旋的预报，特点是时效短，因此预报其发生是很重要的. 除了一般高空温压场的形势预报之外，有一些经验也是值得注意的. 例如倒槽或静止锋上如有连续 Δp_3 负值出现(或正值较四周小)，Δp_{24} 为负中心均表示未来有低压发展. 有时低压槽中暖锋切变加强，或甚至有阵性天气也是气旋发展的预兆. 甚至高山站的风有时比地面反映还好，如衡山吹东南风，庐山吹东北风，表示未来气旋要产生. 这些指标大都是反映气旋生成过程已经开始，所以预报时效均比较短，一般不超过 24 小时.

三、江淮气旋的天气

江淮气旋是造成江淮地区暴雨的重要天气系统之一，在一般情况下，江淮一带的暴雨经常和江淮一带的气旋波同时出现；换句话说，在气旋波的路径上可以发生暴雨. 但这并

不是意味着有气旋波发生的时候，暴雨一定要发生在气旋中心附近．因为暴雨的发生不仅仅与垂直运动有关，还和温度平流等因子有关．虽然暴雨的位置不一定要在气旋波的中心附近，但暴雨中心的移动和变压中心的移动有一定的关系，同时与高空槽的过境也密切配合．因此预报江淮一带的气旋波对于预报暴雨是很有用的．根据经验，如气旋产生位置偏西（在中南区），且路径是偏向东移，而高空切变线发展又较明显，则雨区移向大致与气旋中心路径一致．如气旋产生位置偏东些，行向为东北，行速较快，而切变线又不明显，则雨区和冷锋经过地区相一致．有时静止锋横卧在江淮地区，锋上产生多个连续的气旋波动，在气旋波东传过程中，所经地区时雨、时晴；这种现象尤以梅雨时期最为显著．

迅速发展加深的江淮气旋，不但可以产生暴雨，而且在它的前后可能产生大风．气旋的西部由于冷空气南下较急，偏北气流加强，可有西北大风．其东部在黄海、东海上可有较强的偏南大风．

第五节　东亚的气旋活动

一、气　旋　频　率

图 9·32 是我国气旋生成频数图．根据 1951—1955 年共 5 年的观测资料．以每 10 万平方公里为一个单位面积，计算 5 年内每个单位面积内气旋生成（第一次出现）的总次数．可以明显地看出，我国的气旋生成主要集中在两个地带，一个在北纬 45°—55° 之间，最大中心在黑龙江、吉林及内蒙古自治区的交界处．另一个在北纬 25°—35° 之间，主要在两湖盆地与长江下游，图上同时给出 500 毫巴急流（锋区）位置．显然可以看出，北部的生成频数最大区在北支急流的北面．因为图上的急流是平均位置，而实际每日天气图上，北支与南支急流并不总是连接在一起，所以这个生成频数最大区实际是在北支急流的出口区左侧．而南部另一个生成频数最大区则正好在南支急流入口区的右侧．全年气旋出现频数图（图 9·33）更明显的分为两个带．这个图是从气旋路径统计得到的，仍以 10 万平方公里为单位面积，统计 1951—1955 年 5 年内每个单位面积内气旋通过的次数．这两个气旋出现频数集中的带也同 500 毫巴急流关系很好．由此也可以得到结论，影响我

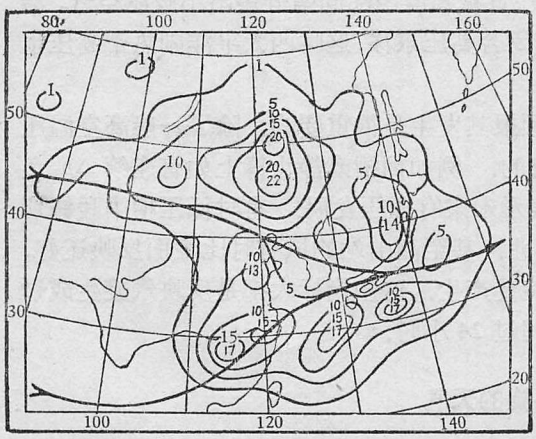


图 9·32　气旋生成频数图
（1951—1955 年总次数）

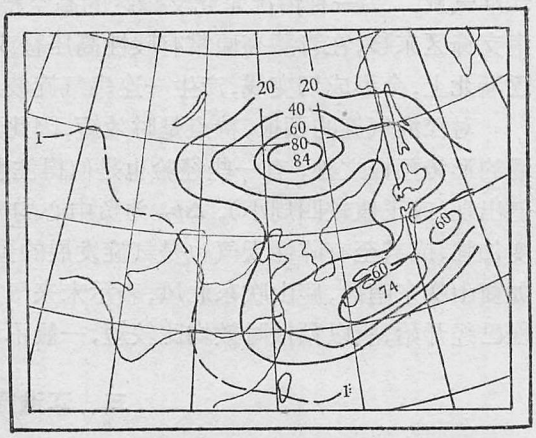


图 9·33　全年气旋出现频数图
（1951—1955 年总次数）

国的气旋活动主要是与南北两支急流密切联系在一起的.

二、气旋活动季节变化

图 9·34 (a) 及图 9·34 (b) 给出春季与夏季的频数分布. 可以看出, 春季的频数分布与全年极为相似,仅比全年集中带的位置略偏南一些. 夏季就完全不同了,气旋出现较多的带为南北向,最大中心一个在黄海,一个在我国东北. 这说明夏季气旋活动多集中在大陆及沿海,很少深入太平洋.

图 9·34 (c) 及图 9·34 (d) 为秋季及冬季的频数分布. 秋季北边一带气旋较活跃,位置与年总和位置相当,但南边一带气旋次数较少,这时南方多秋高气爽天气. 冬季气旋活动亦明显分为两个带,但是南方气旋比较活跃,这显然是因为冬季南支急流强盛的缘故.

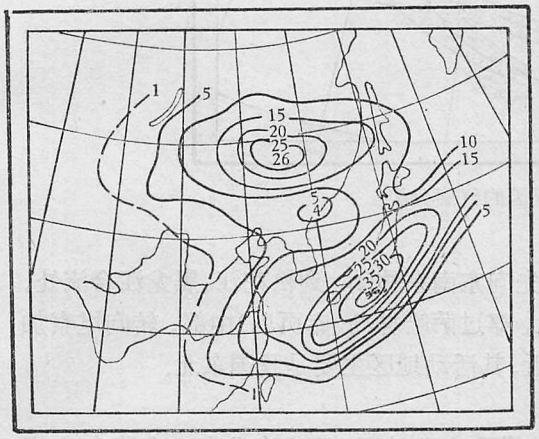


图 9·34(a) 春季气旋出现频数

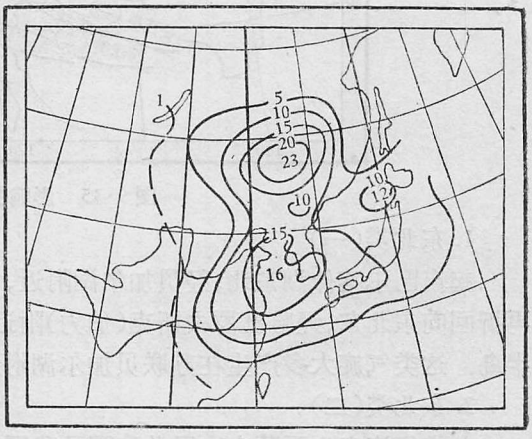


图 9·34(b) 夏季气旋出现频数

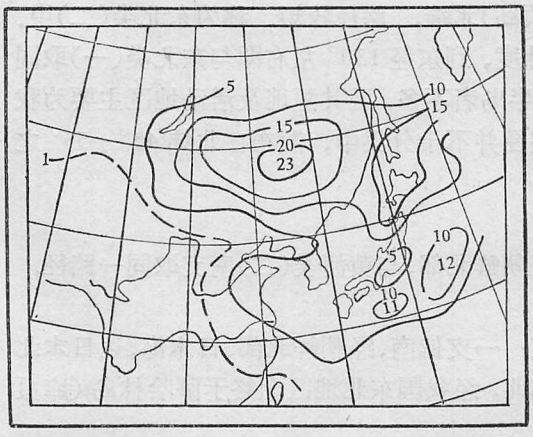


图 9·34(c) 秋季气旋出现频数

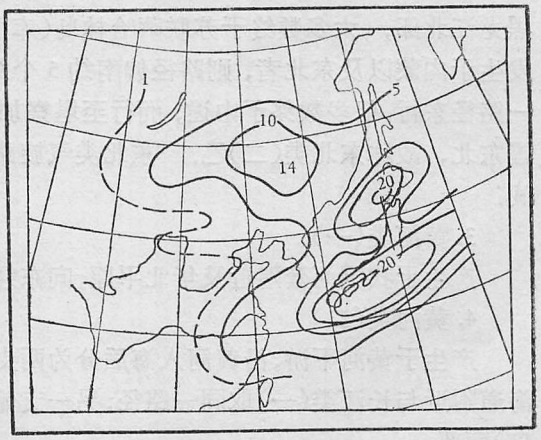


图 9·34(d) 冬季气旋出现频数

三、气旋路径与类别

气旋频数分布不等于路径, 频数分布为两个带而路径则有好几种, 并且可以互相交叉,详细可以分为八类(图 9·35):

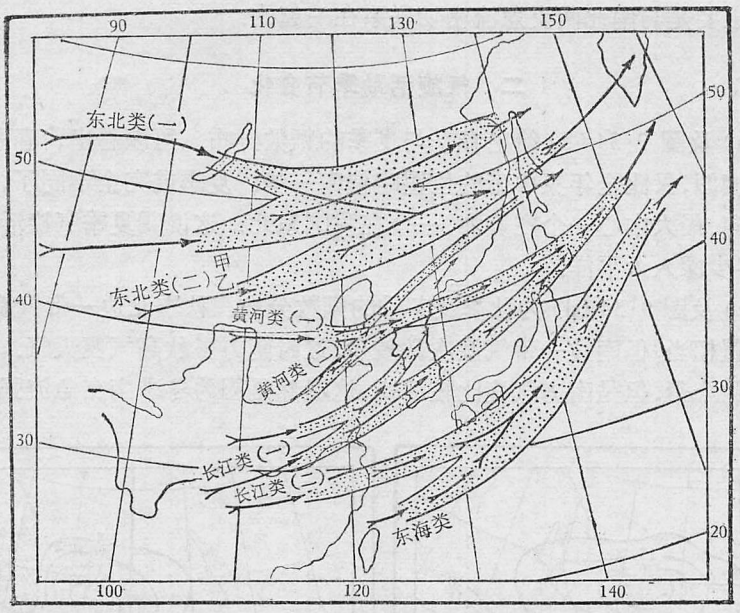


图 9·35　影响我国的气旋分类

1. 东北类(一)

起自巴尔喀什湖东北，经贝加尔湖附近，先向东南东移动，到松花江、黑龙江合流处，再折回向东北东，经哈巴罗夫斯克(伯力)附近，穿过萨哈林岛(库页岛)中部，转向堪察加半岛．这类气旋大多产生在苏联贝加尔湖附近，其活动地区主要是我国东北．

2. 东北类(二)

此类气旋产生于蒙古人民共和国及我国内蒙和东北地区，直向东北东方向移去．产生于蒙古人民共和国境内者，路径偏北，初沿克鲁伦河向东北经我国满洲里，穿过内蒙及黑龙江北部，大多数终于苏联萨哈林岛(库页岛)北端，路径较短．称为东北类(二)甲．发生于内蒙以及东北者，则路径偏南约 5 个纬度，到东经 130° 左右即与东北类(一)取同一路径东行，但多数终于中途，而行至堪察加半岛者不多，因其源地及活动地区主要为我国东北，故称东北类(二)乙．东北类气旋路径并不十分集中，散布在北纬 45°—55° 之间．

3. 黄河类(一)

产生于我国河套附近及华北平原，向东经朝鲜北部，与黄河类(二)南支取同一路径．

4. 黄河类(二)

产生于黄河下游，沿黄河入海后分为两支：一支偏南，经朝鲜北部、日本海，达日本北海道附近与长江类(一)取同一路径；另一支偏北，经我国东北地区而终于萨哈林岛(库页岛)南部．

5. 淮河类

产生于淮河流域，一部分终于朝鲜半岛北部，一部分则与长江类(一)取同一路径．

6. 长江类(一)

产生于洞庭湖以西至长江口的长江西岸附近，向东经朝鲜半岛南部、日本海，沿北海道及千岛群岛之南，行向阿留申群岛．

7. 长江类(二)

起源于鄱阳湖盆地以西，位置较长江类(一)略偏南，在钱塘江南面附近入海，经日本列岛南部，向东北行至阿留申群岛.

8. 东海类

大多数产生于东海上，尤其集中于东经 130° 与北纬 30° 附近，向东到本州岛南部海上，与长江类(二)取同一路径向东北行去.

其中前四类基本上是北支锋区上的波动，第二类开始即蒙古气旋. 第二到第四类中相当一部分形成东北低压. 后四类为南支锋区上的波动. 第五到第七类为江淮气旋，第八类为东海气旋.

表 9·1 各类气旋在各季出现频数（每年出现次数）

类别＼季节	春	夏	秋	冬	全年
东北	16	10	16	8	50
黄河	1	4	2	2	9
淮河	1	2	1	0	4
长江	6	5	1	3	15
东海	9	1	6	8	24
合计	33	22	26	21	102

表 9·1 给出各季每年平均出现各类气旋的频数. 可以看出，春季以东北类为最多，其次是东海类，夏季江淮气旋出现机会增多，显然这是与南支锋区北移有关，这时东海气旋已很少出现了. 秋季与春季类似. 冬季东北低压减少而东海气旋出现次数增多，因这时北支锋区经常迅速压到我国南方，东亚锋区在我国北部离开大陆深入到海上，我国东北地区不再经常处于锋区出口区，所以我国冬季经常看到的是冷高压的活动，东北低压很少发展.

第十章　锋区急流和西风带大型扰动

北半球中纬度对流层中、上层基本上为沿着纬圈方向呈带状的西风气流，即所谓的“西风带”．西风带最显著的特征是水平和垂直方向上(风速分布)的不均匀性以及弯弯曲曲的扰动状态．前者主要是指西风带具有分支现象和急流，后者主要是指西风带上具有大型天气系统，如大气长波、阻塞高压、切断低压等，它们都是大型扰动．前两章中讨论的冷高压和气旋实际上是西风带大型扰动的组成部分或高空大型扰动在低层的表现；它们的移动和发展演变与西风带上的急流和大型扰动有密切的关系．

第一节　行　星　锋　区

一、一　般　特　征

在对流层中上层的等压面上，经常有弯弯曲曲地环绕着半球，宽度为几百公里，水平温度梯度最大(即等温线最密集)的带状区域，就是所谓的高空锋区，也称为行星锋区(参看第七章图 7·1)．由状态方程和位温公式可知，等压面上等温线的密集区，也就是等密度线和等位温线的密集区，另外也可近似地认为是等假相当位温 (θ_{se}) 线的密集区．

由于半球范围的高空等压面图上等高线密集区，几乎常与等温线密集区同时存在，且位置偏离不大，因而有时也常将等高线密集带称为行星锋区．行星锋区的北边经常是并列的若干个冷性(气旋)中心，而它的南边则是几个分裂的暖性(反气旋)中心，所以行星锋区实际上就是中高纬度冷气团与较低纬度暖气团之间的过渡区域．北半球行星锋区主要有二支：北支介于冰洋气团与极地气团之间，一般称为极锋；南支位于极地气团和热带气团之间，一般称为副热带锋．这两支锋区，特别是极锋，随着中高纬环流的多变，它的位置、强度和走向经常发生变动，而且还可以产生分支和汇合的现象．

行星锋区是三度空间的现象，因之等压面上等温线密集带是三度空间的行星锋区和该等压面相交割出来的结果，由于行星锋区自下而上向冷区倾斜，所以各等压面上等温线密集带的相对位置，也自下而上近于相互平行地向北移动．极锋一般都可达到地面，但可以不伸展到对流层顶，它在对流层中层(500 毫巴附近)表现最清楚；副热带锋则多是自对流层顶延伸下来的，但往往达不到地面，它在对流层中上层表现最清楚．副热带锋以东亚地区最为明显．三度空间的行星锋区与周围比较，其水平温度梯度最大，而垂直温度梯度最小．

气旋、反气旋的活动和行星锋区有密切关联，它们的发生、发展一般都是在锋区上进行的，它们的出现最大频数(次数)以及主要路径和锋区的平均位置基本上一致，因此仔细分析行星锋区及其活动规律对天气过程分析和预报有很大作用．

二、高空锋区和地面锋的关联以及定地面锋的问题

分析地面图时，最感到困难的是定锋的问题．中高纬度(甚至有时在副热带地区)地

面图上可以出现冷锋、暖锋、锢囚锋、静止锋等不同类型的锋(线)，而且在广大范围内，这些锋(线)之间不相衔接，好象是彼此孤立没有联系似的．如果把这些地面锋和高空锋区(主要是极锋)联系起来看，那么不仅可看出地面上各地区各种类型锋面之间的相互联系，而且定地面锋也就不太困难了，至少主要锋的位置和走向可以定的比较准确．实际上，地面锋和高空锋区是密切相关的，地面锋是整个行星锋区在地面上的表现，是地面图和三度空间锋区相交割的结果．通常单纯根据地面图上各气象要素不连续定出的地面锋(线)，应该和各等压面图等温线的密集区以及剖面图上的锋区相一致．即使没有剖面图，只要利用各主要等压面上等温线的分布，根据锋区三度空间合理化的要求，再参考地面记录，就可以把地面主要锋(线)定的比较准确．而且首先考虑了高空锋区，定地面锋也比较迅速方便．因此定地面锋时，首先参考等压面上高空锋区的分布是必要的，否则单纯根据地面要素来定地面锋，往往感到困难，定得不准，甚至会出现与行星锋区整体相矛盾的现象．由此看来，分析等压面图时细致分析等温线和高空锋区是很重要的，切不可忽视．顺便指出，地面图上的观测记录，除气压值是海平面上的以外，其它各项严格说都在海平面以上，特别是云、天气现象等目测项目都是高空的现象，因此看来好象是在单纯考虑地面记录定地面锋，实质上已经考虑了许多高空的现象．既然如此，在定地面锋时就没有理由不去认真考虑高空锋区了．当然，在缺乏高空图的情况下以及定浅层地面锋是另外一回事．在实际预报工作中，一般高空图比地面图出图较迟，在这种情况下应首先把过去时刻的主要地面锋(线)按照相应的高空锋区校准，然后再定现在时刻的主要地面锋就比较容易了．

根据上述情况可知，在地面图上分析的锋(线)不是锋“面”和地面图相交割出来的，而是锋“区”和地面图相交割出来的，也就是说，“锋”是两种密度(或温度)不同气团之间的“过渡区域”，而不是一个“交界面”．因此锋区有它自己的两个“界”．紧靠冷气团方面的一般称为锋区“下界”，紧靠暖气团方面的一般称为锋区“上界”．锋区的上、下界在等压面图上一般都表现得比较清楚，但在地面图上情况就不同了．在地面图上往往只有一个“界”比较清楚，有时上界清楚，有时下界清楚，因此分析地面图时一般只能定出一条锋线，而不是两条．但是也要注意，还是有不少时候在地面图上可以分析出两个“界”来，即表现为相隔一定距离的两条锋线，在这种情况下如果对锋没有本质的了解或者不配合高空锋区来看，往往会误认为它们是两套互不相干的锋系．另外在个别时候，地面图上两个“界”都模糊不清，因而分析不出来，在这种情况下往往会误认为没有锋，实际不然，整个锋区只不过在地面上没有表现而已．由于锋区是一个整体，它本身就是大气运动的一种表现，它随时都在发生变化，它有着自己的移动和发展的规律，尤其在地面上表现更为突出．因此，如果掌握住锋的本质以及联系高空锋区看问题，那么我们分析和预报地面上变化多端的锋(线)将会更有把握些．

从较小范围看地面锋(线)时，好象它呈孤立状，而且又有所谓冷锋、暖锋、锢囚锋、静止锋等名称．如果从大范围(半球或欧亚地区)看问题时，地面上所有“孤立”的锋(线)都可由行星锋区给以“串联”起来，而且(无论什么名称)它们都是极锋的一部分．尽管地面锋有的地方不清楚，甚至有的地方根本定不出来，但是它们都是成体系的，不是孤立互不相干的．根据这种概念，我们应首先分析好等压面上的等温线和高空锋区，并进而判定各个锋系，然后根据三度空间合理化的原则，在高空锋区南侧的相应地面图的位置上勾划出地面锋系的草图(和高空锋区平行的波状形式)，最后可再根据地面要素的不连续，把地面

锋定出来，要素不连续、不明显的地方或者没有什么天气现象的地方就不要定锋．至于定出的锋究竟属于哪一类型以及它在整个活动过程中处于哪一阶段，还要根据高空地面系统、各种要素以及它本身的历史演变情况来判定．根据上述讨论，地面上任何一条锋（近地面层锋除外）的分析及其未来的发展演变都是隶属于极锋某一体系之上的，因之行星锋区及其变化可做为地面锋活动的背景．

行星锋区的实际情况比较复杂．有时极锋本身又可分支，在地面上可出现数套锋系，整个对流层的行星锋区具有“多层结构”的特征．由于气团移出源地后即发生变性，在变性过程中，其特性既与源地的气团不同，与新到地区另一源地气团也有差别．当极地大陆冷而干的气团移向南方时，由于南下过程速度不均匀，呈现分批南下的现象．由于各批南下气团变性不一样，其间均呈现锋，因此在极地大陆冷干气团与副热带暖湿气团之间常出现多层锋区．锋区多层结构冬季比夏季显著，北半球又以东亚地区的多层锋区现象最为明显．

有了“多层锋区”概念之后，在日常定地面锋时，只要参照高空锋区的分析，就不致把本来属于不同锋系的两条锋（线），给以自北而南地连成一条长锋（线）了．如果按照多层锋区概念定出数套地面锋（线），它们都基本上与高空等温线平行，这是合理的．而单纯根据地面记录又混淆不同体系锋系的错误定法，将使地面锋（线）与高空等温线相交割，显然是错误的．

第二节　急　　流

一、一　般　特　征

急流是风场上的一个突出特征．实际上在高空与低空，在中高纬西风带和低纬东风带中都可出现急流．目前我们要着重注意高空西风带中的急流．

高空急流是一个强而窄的气流，它集中在对流层上部对流顶附近或平流层中，其中心轴向是准水平的，它以强大的水平风切变和垂直风切变为特征，有一个或多个相对风速极大值．在正常情况下，急流长几千公里，宽几百公里，厚几公里，风速垂直切变一般约为每公里 5—10 米/秒，水平切变一般约为每百公里 5 米/秒．沿着高空急流轴的方向上，如果风速小于 30 米/秒，将不再称之为急流（在这种情况下可认为是急流的中断现象）．

高空西风急流的宽度量级约为 800—1,000 公里，厚度一般为 6—10 公里，有时还要更大一些．沿急流轴的长度可达 10,000—12,000 公里，象一条弯弯曲曲的河流自西向东围绕着整个半球，但它的个别部分可在高空闭合强大系统外围变为南北走向，甚至呈东北—西南走向，有时还发生分支和汇合现象．急流中心风速可达 50—80 米/秒，最强大的有时可达 100—150 米/秒，甚至还要大些．据现有资料可知，以东亚海上和日本上空的急流最强，冬季曾达到 150—180 米/秒，甚至达 200 米/秒之巨．急流附近最大水平风速切变可达每 100 公里 20—30 米/秒，甚至 40 米/秒，最大风速垂直切变可达每公里 10 米/秒．

急流也是三度空间的现象，分析急流中心轴高度附近的等压面（如 200 毫巴）图，可表现出急流在水平方向的分布情况．根据等压面上的实测风，分析等风速线，其最大值区域可较好地表征急流（见图 10·1）；另外该等压面上等高线密集带以及相应的地转风速最大值区域也可近似地表征急流．非急流轴附近等压面图严格说来不能表征急流的水平情

况．至于急流在垂直方向的分布情况，可由垂直剖面图表示出来，这种图上的等风速线(实测风、地转风均可)表示急流的垂直截面(见图 10·2 及 10·3)．

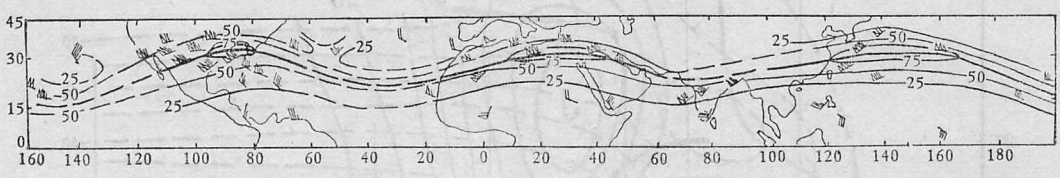


图 10·1　1956 年 2 月 28 日，以实测风及其等风速线(细线，单位：米/秒)表示的 200 毫巴上副热带急流的水平分布图(粗线为急流轴)

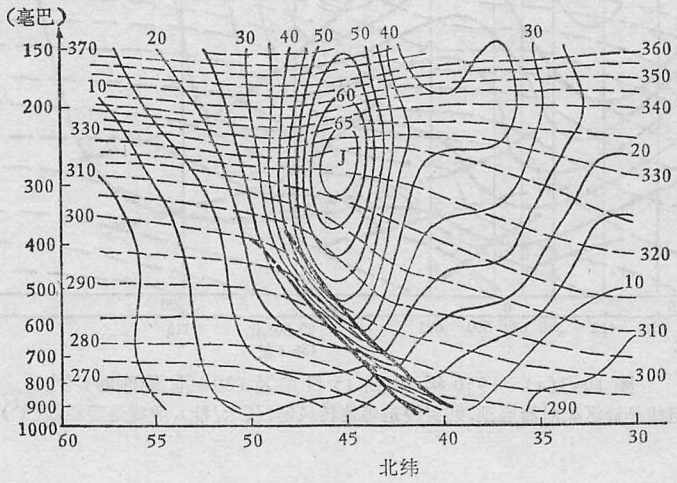


图 10·2　典型锋区和急流平均剖面图

[细实线为地转风纬向(西风)分量，虚线为等 θ 线，粗实线为锋区上下界]

二、急流的分类

依据北半球的资料，以急流所在的高度和所在的气候带位置，通常可将急流划分成下面几类：

1. 温带急流

又称极锋急流，有时还称为北支急流，它和中高纬度的高空行星锋区（极锋）相联系着．急流轴出现的高度为 8—10 公里(300 毫巴附近)的中纬对流层顶附近，夏季略高些．它的中心强度变化和南北位移都比较大，所以其平均位置不易表达得很好，其中心的平均风速值也不如南支急流强大．急流轴一般位于500毫巴极锋的正上方，和极锋一样，弯弯曲曲地围绕半球并有中断现象；和极锋相配合，它在一些地区加强，在另一些地区减弱．自极锋急流中心向下延伸的较强风带，日常在某些地区可出现不止一支的复杂情况，这主要和中高纬西风带上的大型槽脊、阻塞切断系统的活动有关．此外，和极锋一样，气旋、反气旋的活动和极锋急流有密切的关系．图 10·4(a)，(b)分别表示极锋急流与西风带大型扰动以及地面气压系统相互关系．

2. 副热带急流

又称南支急流，它和中低纬度的高空行星锋区(副热带锋)相联系着．急流轴出现的高度为 12 公里左右(200 毫巴)或更高些(150 毫巴)，位于热带对流层顶和中纬对流层顶

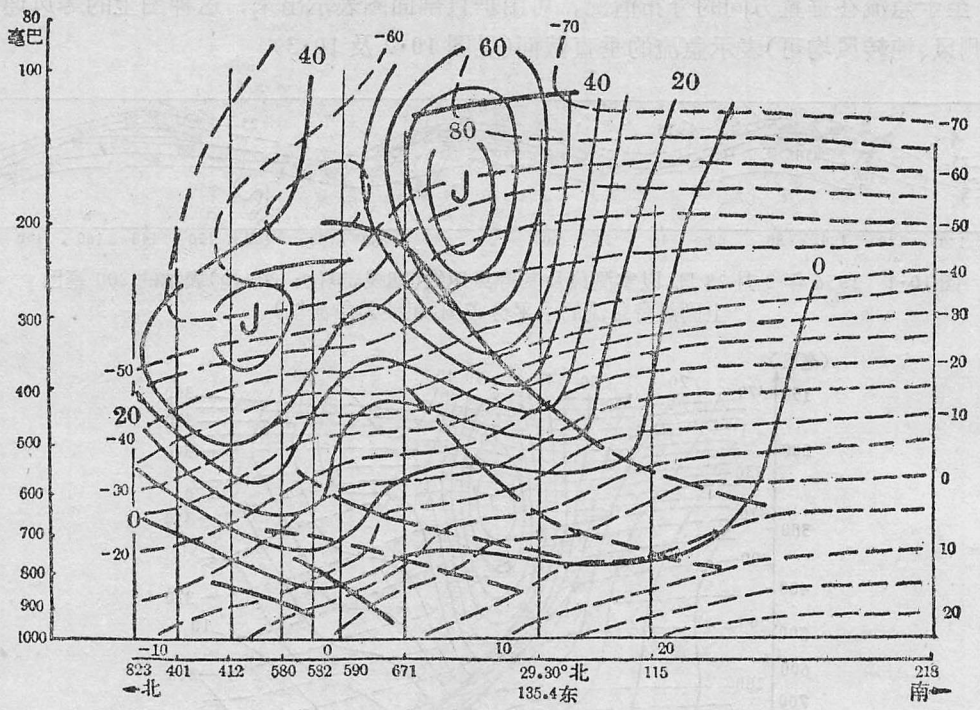


图 10·3(a)　1950 年 12 月 15 日东经 120° 垂直剖面实例

[粗线是锋区和对流层顶，细实线是等地转风速线(米/秒)，虚线是等温线(℃)]

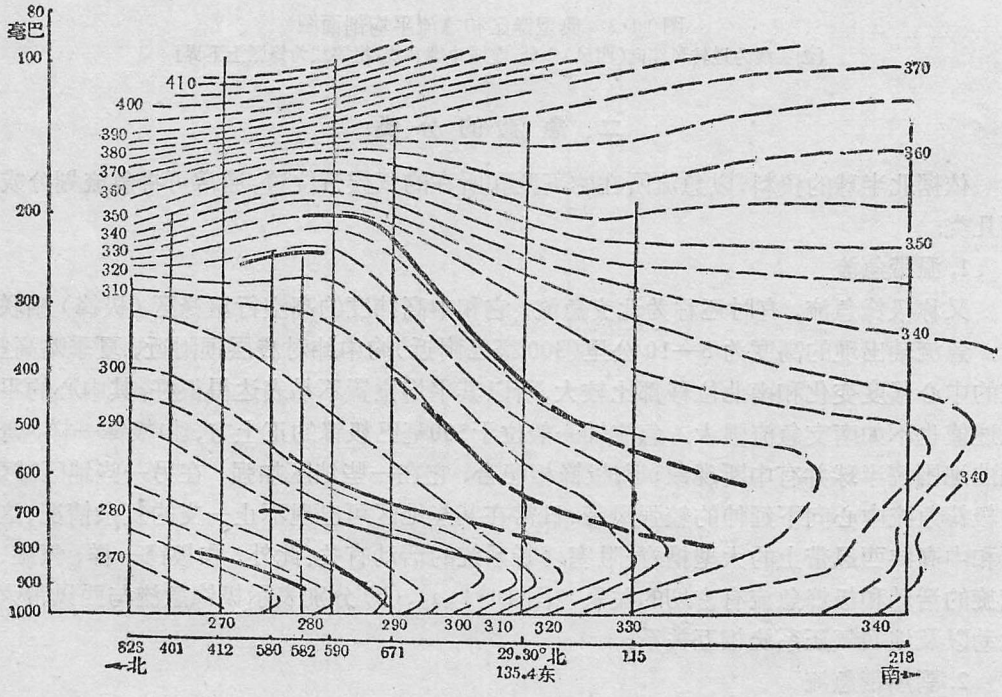


图 10·3(b)　1950 年 12 月 15 日东经 120° 垂直剖面实例

[虚线是等假相当位温(θ_{se})线(K)]

之间的地区。它的南北位移较小，其中心平均风速值比极锋急流大。副热带急流形成于高空副热带暖高压的北部边缘，由于副热带高压本身在某些地区是断裂的，以及海洋上记录稀少，副热带急流是否围绕半球一圈尚不能肯定。亚洲南部冬季沿青藏高原南缘经我国到日本的副热带急流最为稳定少变，平均最大风速达 60 米/秒，日本地区最大可达 75 米/秒以上；北非、地中海南岸至中东上空的副热带急流也是相当稳定的，只有北美的副热带急流变动较大。此外，副热带急流上的槽脊活动（即南支扰动）也是很频繁的，它本身以及它和极锋急流共同的活动，与大范围环流变化以及某些天气系统的形成发展有着密切的关系，也与某些严重天气现象的产生有密切关联。图 10·1表示瞬时的北半球（用实测风表示的）副热带急流水平分布情况。

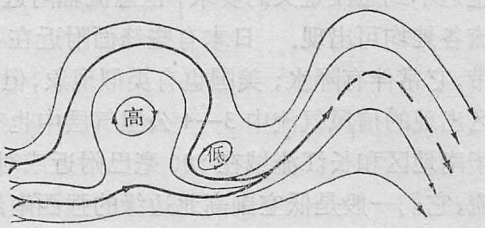


图 10·4(a)　极锋急流（粗箭头）和大型扰动相互关联示意图

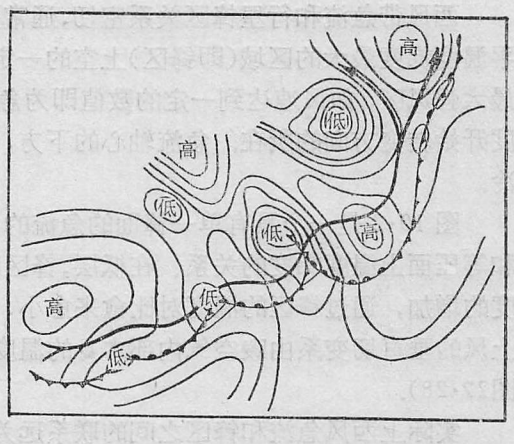


图 10·4(b)　极锋急流（粗箭头）和地面气旋族相互关联示意图

3. 极区平流层急流

高纬极地区域（北纬 70° 附近）20—30 公里上空，在冬季极夜由于辐射冷却，平流层高空冷性气旋边缘水平温度梯度很大的情况下，相应出现一支强西风急流，中心风速值最大可达 100 米/秒。通常称为平流层极地黑夜西风急流，简称极夜急流。它在南北极区都可观测到，除冬季之外，其它季节不出现。这类急流和对流层中的天气系统和天气现象有无直接关系目前还不清楚，但它的活动对大范围环流有一定影响。例如平流层中的“爆发性增温”现象可能与它的过境有关；另外它上面出现明显的扰动，一星期之后，有可能影响到 300 毫巴层下面，而且这类急流和极锋急流的活动也有一定的对应关系等等，但这些都需进一步研究才能得出定论。研究这类急流的活动，估计对中期预报会有帮助。

4. 热带东风急流

形成于低纬热带对流顶附近或平流层中，位于高空副热带高压的南部边缘，夏季比冬季强得多。在夏季自南海经印度至北非东部，100—150 毫巴层的东风急流是很显著的，而且呈准静止状态，200 毫巴层平均最大风速达 25 米/秒，个别可达50米/秒。大西洋的热带地区上空也有这类急流，但是否围绕半球各地都有尚未肯定。在冬季这类急流不显著，即使在南海和印度洋上空也很弱，其平均风速只有 10 米/秒左右（按强度已不符合急流的定义了）。东风急流上也有波动，而且东风急流和台风、热带扰动的活动有密切关系。

5. 低空急流

即对流层低层急流。在对流层下半部可以产生许多风速较强的部分，其中一部分还

与暴雨、雷雨以及飑线、龙卷风等严重对流性天气相联系，一般称之为低空急流．低空急流和高空急流一样，都对飞行有重大影响．这种急流是局部的现象，而且中心风速值一般也达不到急流定义的要求，但急流轴附近风速水平和垂直切变还是相当明显的．低空急流各地均可出现．日本有些锋面附近在4—5公里高度上就会出现40米/秒左右的强风带，它常伴有降水；美国也有类似现象，但温度梯度小，不一定具有锋面性质；非洲赤道地区出现的信风气流中3—4公里气层中也有强风带，与天气变化有一定联系．我国大陆上华南地区和长江流域在500毫巴附近或对流层下层（700毫巴、850毫巴）也常出现低空急流，它们一般是低空副高北边缘的强西南风带，并可以有锋区与之相配合．

三、西风急流区的温度场和流场

西风带急流和行星锋区关系密切，通常两者是同时存在的．由热成风原理可知，在水平温度梯度最大的区域（即锋区）上空的一定高度上，必然会出现与温度场相适应的相对最大强风区，如风速达到一定的数值即为急流．急流轴心所在的高度应当是水平温度梯度开始转变方向的所在．急流轴心的下方，左侧冷右侧暖，急流轴心以上则左侧暖右侧冷．

图10·2是一个具有单一锋面的急流的典型结构．由图可清楚地看出风的垂直切变和等压面上温度梯度的关系．在低层，锋区暖空气一侧存在着相对的最大强风区，随着高度的增加，通过锋区的温度对比愈来愈小，相对最大强风区离开了锋区，而在更高高度上风的垂直切变系由暖空气内部本身的温度梯度所维持（图10·2的等温线分布可阅图27·28）．

实际上西风急流和锋区之间的联系远为复杂，配合锋区的多层结构也有多个急流中心与之相应．图10·3为这种情况的一例，其中南面上层为副热带锋和副热带急流，北面较低者为极锋和极锋急流，在急流区域对流层顶是断裂的．需指出，无论冬夏，多层结构均可出现，不同地区具有不同情况，而且它随时间有着复杂的变化，这种情况以东亚地区冬季最为显著．

由于锋区和急流二者是同时存在不可分的，由热成风原理把二者紧紧地联结成一个整体．因此现在人们不再把锋简单地看做是两种运动不同气团的边界，而认为是运动集中在锋区本身或其附近．

很早以前，人们在卷云的观测中，就已经发现在对流层中上层有强烈的纬向风存在，高空云系的分布和运行与急流有密切的关系，这方面由近年来的卫星云图资料亦可得到证实．

第三节 大 气 长 波

一、一 般 特 征

从半球范围高空图上可以看出，在中高纬地区是一支宽阔的具有波状的西风气流围绕着极地．这种流型在对流层中上层和平流层底层最明显，下层变得不清楚，近地面层则变成圆圈状的型式了．波状流场的波谷对应着低压槽，波峰对应着高压脊，通常称它们为西风带波动．仔细考察这种波动主要可有两种不同情况，一种是波长较长、振幅较大、移

动较慢、维持时间较长的“长波”，一种是波长较短、振幅较小、移动较快、维持时间较短叠置在长波上面的“短波”．图 10·5 是北半球长波的示意图．

长波波长（两相邻槽线或脊线之间的东西向距离）一般为 5,000—7,000 公里或 50—120个经距，所以半球中高纬度经常出现 3—6 个长波（最多情况是 4—5 个）；长波振幅（波峰到波谷南北向距离的一半）一般为 10—20 个纬距以上；平均移动速度为 0—10 经距/天（短波为 10—20 经距/天），有时呈准静止状态甚至向西后退；一般可维持 3—5 天以上．

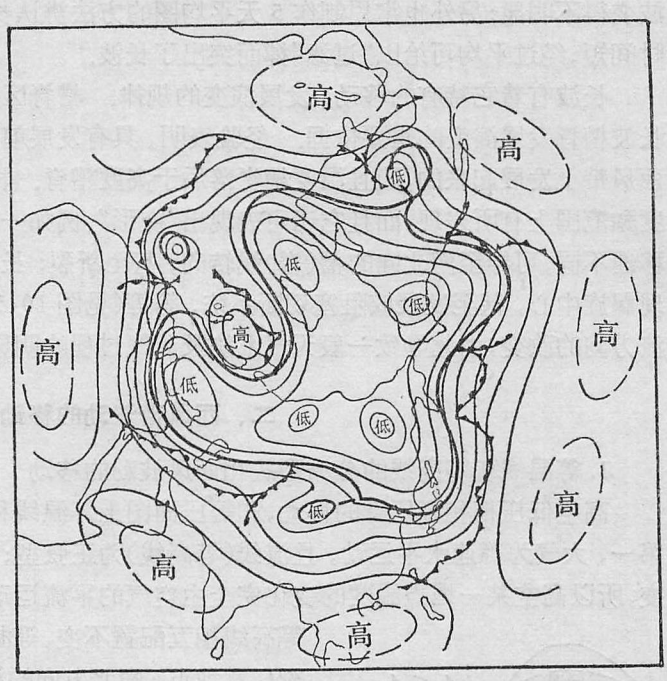


图 10·5　大气长波和阻塞高压、切断低压以及相应地面锋的示意图
（粗线为高空锋区边界，细线为等高线）

在等压面图上，和等高线的波状流型相对应，等温线也呈波状型式．一般情况下，等温线位相稍落后于等高线，有时两者重合，少数情况下等温线可超前些．这种配置情况，长波最为显著，因此长波具有明显的暖脊冷槽的水平结构（图 10·6），因而长波的强度在对流层中是随高度增加的．短波情况与之类似，但有时温度场较弱，有时表现出与等高线偏离较大的不对称性，甚至出现冷脊暖槽的水平结构．一般说来，长波槽前对应着大范围辐合上升运动和降水区，槽后对应着大范围辐散下沉运动区，天气晴朗．

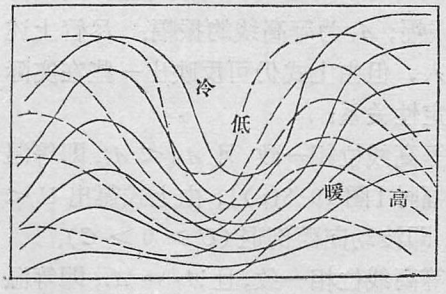


图 10·6　长波槽脊水平温压场结构示意图

实际上长波和短波之间并没有一个明确的分界线，两者可相互转化．短波可以逐渐发展壮大成为长波，长波可以减弱分裂蜕化成为短波，然后逐渐消失．另外在实际天气图上（特别在较低层），短波和长波是混杂在一起的，数个短波附着在长波上面移动和发展演变着，有时它们会把长波环流给以掩蔽掉．图 10·7 表示短波、长波以及两者叠加后的合成波型示意图．当短波移过长波时引起叠加现象，两者同位相时（槽与槽或脊与脊相合）加强，反位相时（槽与脊相合）相抵销，图中长波槽变得不明显，从合成波中就不易确切地辨认出长波了．因此从实际的天气图上（实际的流型即长短波的合成波），采取一定的方法辨认出长波来则是必要的．通常可用半球 500 毫巴图大致定性地鉴别出长波，低层的图或范围较小的图

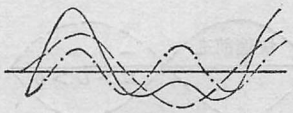


图 10·7　短波（点断线）叠加在长波（断线）上所得的合成波（实线）

则不太容易，这是因为短波在低层明显以及从范围小的图看不到波动的全貌；如用更高层的图（如300毫巴或200毫巴），可更好的定性地鉴别出长波，因为高层气流更为光滑，短波变得不明显；另外也常用制作5天平均图的方法辨认长波，这是因为短波移动快，维持时间短，经过平均可给以“过滤”掉而突出了长波.

长波有着它特有的移动、发展演变的规律. 槽脊区的温压场结构是实际工作中判断长波槽脊发展演变的重要依据. 经验表明，具有发展前途的槽脊无不是在高空锋区或强西风带上发展起来的，而且温度槽脊落后于高度槽脊. 长波槽脊在发展过程中，不仅在强度和范围上有所表现，而且它还可表现出“变形”.例如一个长波槽（脊），由于其南段、北段移速不同，可导至南北向的槽（脊）线转向，甚至断裂；长波槽（脊）在发展演变过程中可出现涡旋中心，甚至发展成阻塞切断系统，等等（见图10·5）. 这些变化都意味着大范围气流方向的改变，由此导致一般天气系统及天气过程的明显变化.

二、西风带波动的移动

1. 等温线和等高线的分布型式和西风波动的移动

高空低压槽和高压脊的移动，和等压面图上等温线和等高线的分布很有关系. 假设：第一，大气为等速水平运动，且流线（等高线）为正弦型；第二，空气运动时其温度始终不变，所以高空某一地点温度的变化完全由空气的平流运动所致；第三，每一时刻，等温线和等高线相互配置不变，等温线也呈正弦型；第四，在任何时刻任意地点，南北方向的温度梯度都一样. 根据这些假设可得出如下关系：

$$\frac{U}{U-C}=\frac{A_T}{A_s}.$$

式中U为基本西风强度，即沿纬圈的平直西风速度，为大于零的常数；C为西风波动的移动速度（向东为正，向西为负）；A_T为等温线的振幅；A_s为等高线的振幅. 尽管上述假设与实际情况有出入，但由上式仍可反映出一些在实际工作中有一定用处的定性关系：

（1）若等温线与等高线位相一致，且$A_T<A_s$，即等温线振幅小于等高线振幅时［图10·8(a)］，由上式得出$U<U-C$，则有$C<0$，即波动向西倒退（$U>0>C$）.

（2）若等温线与等高线位相一致，且$A_T=A_s$，即等温线振幅等于等高线振幅时［图10·8(b)］，由上式得出$U=U-C$，则有$C=0$，即波动呈静止状态（$U>0=C$）.

（3）若等温线与等高线位相一致，且$A_T>A_s$，即等温线振幅大于等高线振幅时［图10·8(c)］，由上式得出$U>U-C$，则有$C>0$，即波动向东前进（$U>C>0$）.

（4）若等温线与等高线振幅相等但位相相反［即冷脊暖槽，图10·8(d)］，即$A_T=-A_s$时，由上式得出$2U=C$，则有$C>0$，且$C>U>0$，表明波动以大于西风的速度

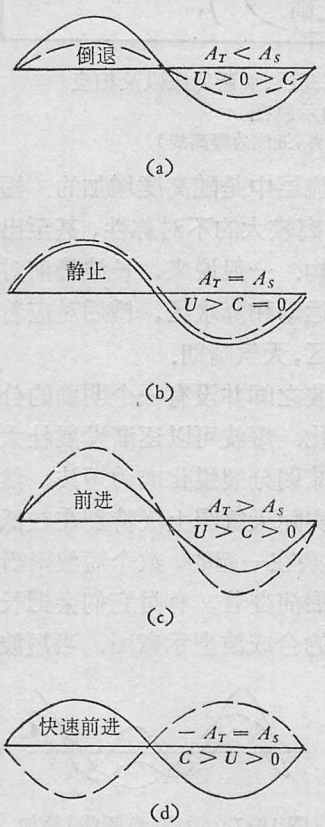


图10·8 西风带波动与流线等温线振幅之间的关系

极快地向东前进，与(3)不同.

2. 西风波动移速与西风强度和波长的关系

假设大气运动是水平正压无辐散，且在南北向均匀的平直西风上扰动呈正弦形式，由绝对涡度守恒原理可得出“长波公式”(详见第六章)：

$$C = U - \frac{\beta L^2}{4\pi^2}.$$

式中 C 为波动移速(向东为正，向西为负)，U 为平直西风强度，L 为波长，β 为一个参数，$\beta = \frac{\partial f}{\partial y} = \frac{2\Omega\cos\varphi}{R}$，其中 $f = 2\Omega\sin\varphi$ 为地转参数，Ω 为地球自转角速度，等于 7.29×10^{-5} 秒$^{-1}$，φ 为纬度，R 为地球半径. 显然 β 值是随纬度改变的，其数值见表 10·1.

表 10·1　各纬圈的 β 值

φ	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°
$\beta 10^{-11}$/秒米	2.290	2.212	1.983	1.619	1.145	0.593	0.000

由上式可得出几条定性的与观测事实基本一致的关系，第六章已初步讨论，现做如下补充：

(1) 西风波动移速和西风强度有关. 西风越强，波动向东移动越快，反之移动越慢. 波动移速总是小于西风风速.

(2)西风波动移速和波长有关. 波长越短，波动向东移动越快，波长越长，向东移动越慢. 短波的移速与西风风速差值小，甚或接近西风风速值，长波的移速与西风风速差值大，即比西风风速值小得多.

(3) 当西风强度和波长达一定数值时，可使波动移速 $C = 0$，波动停滞，称为静止波. 显然静止波波长为：

$$L_s = 2\pi\sqrt{\frac{U}{\beta}} = 2\pi\sqrt{\frac{UR}{2\Omega\cos\varphi}}.$$

由此式可知 L_s 和西风强度 U 及纬度 φ 有关. U 值越大时 L_s 越大，纬度越高 (φ 越大) 时 L_s 也越大，反之 L_s 越小. 表 10·2 给出不同 U 与 φ 的 L_s 值. 由此式和长波公式可得：

$$C = \frac{\beta}{4\pi^2}(L_s^2 - L^2).$$

表 10·2　不同 U, φ 的 L_s 值

L_s(公里) U(米/秒) / φ	4	8	12	16	20
60°	3700	5300	6400	7400	8300
45°	3100	4400	5400	6200	7000
30°	2800	4000	4900	5600	6300

如由 U 及 φ 定出 L_s 值后，并与当时实际波动的波长 L 相比较，则可知该波动的移动方向及快慢程度. 当 $L < L_s$ 时，波动是向东移动的；当 $L = L_s$ 时，波动是静止的；当 $L > L_s$

时，波动是向西倒退的.

（4）当波长增大或西风强度减小时可能使得 $C<0$，即波动向西倒退.

（5）波动的振幅越大时，风的南北分速越大，西风分量则越小，因之向东的移速也越小，甚至静止或后退；反之波动振幅越小时，向东移速越大.

（6）在波长和西风强度相同的情况下，较高纬度（β 值小）波动移速快，较低纬度（β 值大）波动移速慢.

由以上讨论可知长波公式有其重要的意义，因为它指出了 U，L，β 对波动移动的作用.但是在实际工作中除定性的应用之外，定量计算是很困难的，主要因为实际的波动并非正弦形，而且波长不易定准. 即使定性的应用也要注意其限度. 首先，自 700 毫巴至 200 毫巴的大气层内，波长 L 和移速 C 上下可近似看做是一致的，但西风 U 则不然，自下至上 U 值可增大 2—4 倍之多，因此长波公式只在某一层上应用最好，一般认为这层在600毫巴附近；其次，实际波动的移动受地形影响很大，因此机械地应用长波公式就会出问题；第三，实际的西风带相当宽，其南北部位的西风强度 U 可有很大差异，在它上面的一个波动，其南北部位的波长也可不相等，因此，波动不同部位的移动速度可有很大不同.

三、长波槽的三度空间结构

1. 一般情况

天气系统的上下配合及三度空间分析所遵从的重要原则是热成风原理. 以一个西风槽为例，如图 10·9 所示，低层水平气压场（或流场）和上下两层之间的平均温度场（即热成风场）相叠加，必然得出高空成波状的水平气压场（或流场）. 反之高空气压场减去平均温度场（或低层气压场）可得低层气压场（或平均温度场）. 因为它们是向量的加减，所以这三组线中任一组线都是另二组线所构成平行四边形的对角线.

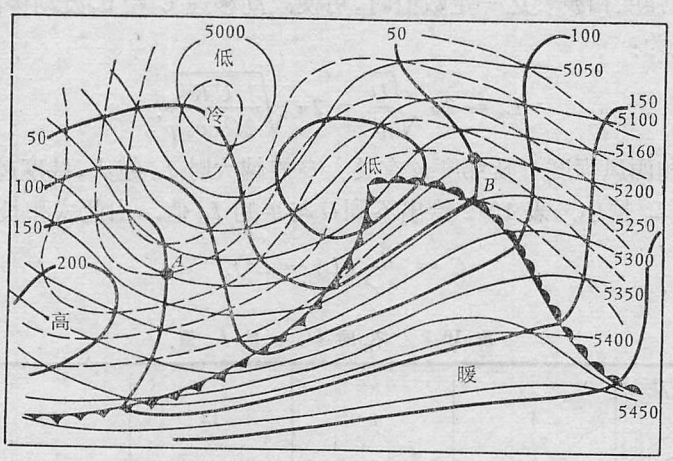


图 10·9　上下层流动（气压场）和平均温度场的相互关联示意图
（粗实线为下层流场，细实线为上层流场，虚线为平均温度场）

按上述情况，高空槽前在地面上对应着低压（锋面气旋），槽后对应着冷高压. 实际上更为一般的情况是高空长波槽前对应地面上为气旋族，如图 10·10 所示，整个锋区上有两个以上气旋波动，相应高空槽前等高线也呈小型波状，这就是附着在长波上的短波. 整个

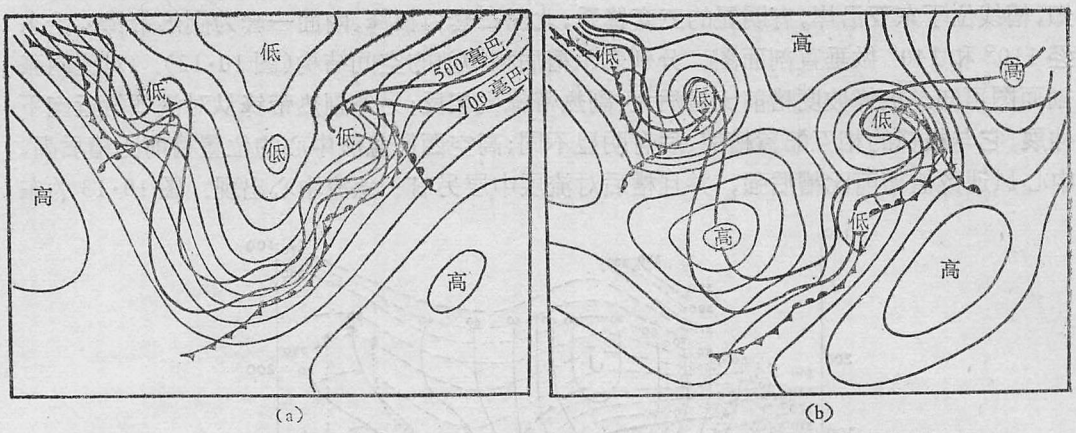


图 10·10　(a)西风长波槽(高空等高线)示意图(b)与高空长波槽(a)对应的海平面气压系统
(注意：槽前为气旋族，槽后为大冷高压．图中粗实线为 500 和 700 毫巴上高空锋区的边界，与地面的锋系相对应)

半球上长波槽和气旋族相对应的情况见图 10·5.

地面气旋族的发展演变过程是：先出现锋面波动，当前一波动发展成青年气旋或锢囚气旋，在其后部的冷锋段上再产生新的波动，这些波动沿着高空槽前气流向东或东北方向移动并发展，这样一个接一个的连续下来，就形成了一连串的气旋．因此在一个气旋族上各个气旋的发展阶段是不同的，越后面的越年青，前面的趋于衰老消亡．气旋族内各气旋之间是冷空气向南伸展的高压脊，而在两个气旋族之间则有较为强烈的冷高压存在．在我国境内，除梅雨季节外，很少有气旋族产生，大多数气旋是单独出现的，只有入海以后在日本南部的海上，对应东亚沿岸高空大槽前方，地面上才有明显的气旋族发展起来．

2. 实例分析

实际长波槽的结构是相当复杂的，尤其东亚大槽更是如此．1956 年 1 月初东亚沿岸大槽建立就是一典型个例．1 月 6 日达到全盛．由图 10·11 (其他各层等压面图从略) 可

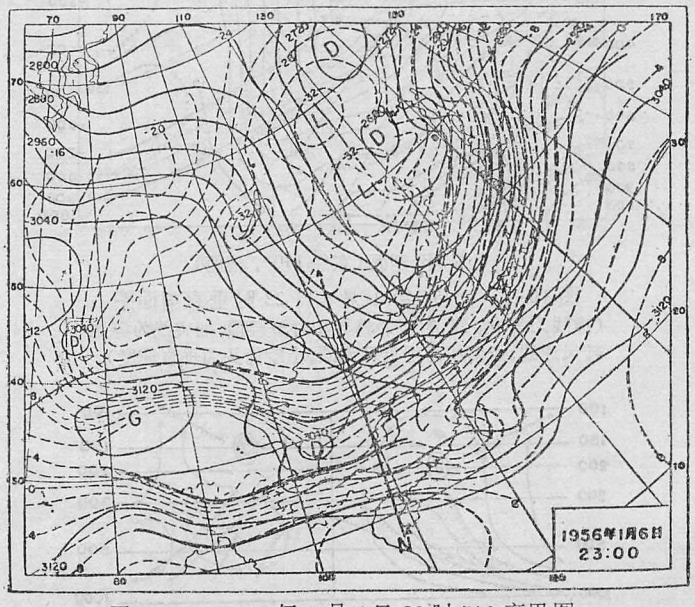
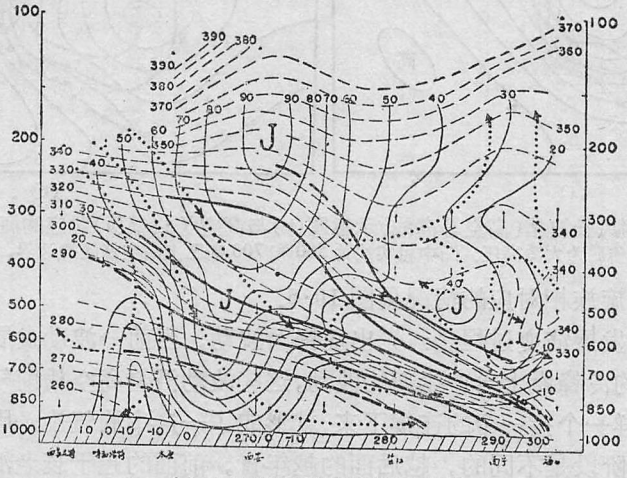
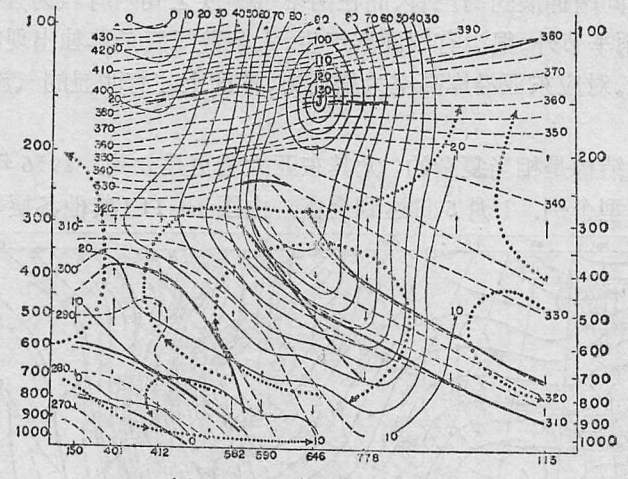


图 10·11　1956 年 1 月 6 日 23 时 700 毫巴图
(细实线为等高线，粗线为锋界，AA′，BB′ 分别为东经 110° 和 140° 附近垂直剖面位置)

知，槽线位于东亚沿岸，有明显的三套锋系，北面二套为极锋，南面一套为副热带锋．沿东经 110° 和 140° 做垂直剖面图，分别表示槽后和槽前的空间结构(图 10·12)．对比两张剖面图可知：极锋坡度槽前比槽后大，副热带锋则相反；另外副热带锋从对流顶附近向下伸展，它与极锋的相互配置槽前、后有明显不同；高空西风急流中心的位置槽前比槽后高，中心风速数值槽前比槽后强，并且槽后对流层中层另有一急流中心出现．图 10·13 为东



(a) AA′ 剖面 (东经 110°，槽后)



(b) BB′ 剖面 (东经 140°，槽前)

图 10·12　1956 年 1 月 6 日 23 时垂直剖面图
(虚线为等 θ_{se} 线，粗线为锋界和对流层顶，细实线为等地转风速线，点箭线为垂直环流圈，小短箭头为垂直速度)

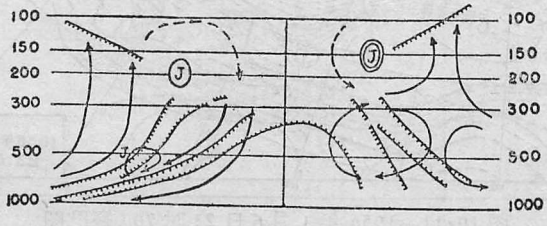


图 10·13　东亚冷槽垂直结构示意图(左半为槽后，右半为槽前情况)

亚冷槽垂直结构示意图，图上同时给出垂直环流的分布，在槽前后也有很大差异．上述结构只是6日瞬时情况，在东亚大槽建立过程中，槽前、后的锋区、急流、垂直环流等曾连续发生一系列有规律的演变，其详细情况不再叙述．

由上面实例分析可知，对于一个西风大槽，不仅包括一般高空和地面的水平流型，而且复杂的锋区、急流和垂直环流也是它的必要组成部分，另外高空槽的发展演变，也由这些组成部分的变化反映出来．整个西风带经常处于扰动状态，因此通过典型大槽的分析可使我们了解大型扰动以及整个西风带结构的一般特征．

第四节 阻 塞 高 压

西风带长波槽脊在发展演变过程中会形成阻塞高压和切断低压，两者往往同时出现，因此人们常常把阻塞切断系统出现后的大范围环流形势称为“阻塞形势”．由于其流场特点很象希腊字母 Ω，所以有时称为“Ω 形势”．阻塞形势是整个大气环流发展演变过程中的特殊阶段，它的建立和崩溃对其所控制的以及下游广大地区，甚至全半球的环流、天气过程和大范围天气现象，会产生巨大的影响．阻塞形势是一种稳定的形势，它可以维持相当长时间，它的长时间维持，会带来大范围的气候反常现象．下面将分别讨论阻塞高压和切断低压的基本特征．先讨论阻塞高压．

一、一 般 情 况

西风带长波脊在发展加强时，往往表现为向北伸展，并在脊中出现闭合等高线，形成暖高压中心．阻塞高压就是这样的暖高压，但并非所有这种暖高压都是阻塞高压，因之一般符合如下条件时，才称为阻塞高压．

(1) 要有闭合暖高压中心存在，且处于较高纬度(一般在北纬 50° 以北)，表明南来强盛暖空气被孤立于北方高空．

(2) 暖高压至少要维持3天以上，在它维持时期内一般呈准静止状态，甚至可以向西倒退．即使向东移动，其速度也不超过 7—8 个经度/天．

(3) 在阻塞高压区域内，西风急流主流显著减弱，同时急流自高压西侧分为南北两支，绕过高压后再会合起来[见图 10·4(a)]，其分支点与会合点间的范围一般要大于 40—50 个经度．

阻塞高压是高空深厚的暖高压系统，在它的两侧盛行南北向气流，其南侧有明显的偏东风．这个暖高压凌驾在近地面大规模浅薄变性冷高压之上(图 10·14)，由于上下两者之间温差不大，所以没有明显的锋区存在．地面高压的东西两侧都有气旋活动，以西侧更为活跃．图 10·15 为一发展完好的阻塞高压垂直结构示意图．由图可知，高压自下而上延伸至高层，并对应着高而冷的对流层顶，高压轴线自下而上向西北方倾斜，至高层轴线直立．

由于阻塞高压的建立和维持，它阻塞或抑制了(西部)上游系统的向东移动，这样就破坏了西风带波动的正常活动．由于西风带被分为南北两支，因之西来的高空波动或地面气旋被阻停滞并逐渐消弱，或者波动重新加强、新生，沿两分支急流行进．根据这种特点可知阻塞高压控制时可形成长时间的单调天气(阻塞高压可维持半个月到一个月，甚至更

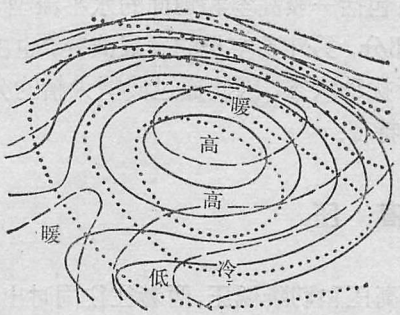


图 10·14　阻塞高压高空温压场与地面气压场相互关联示意图
（点线为地面等压线，实线为高空等高线，虚线为等温线）

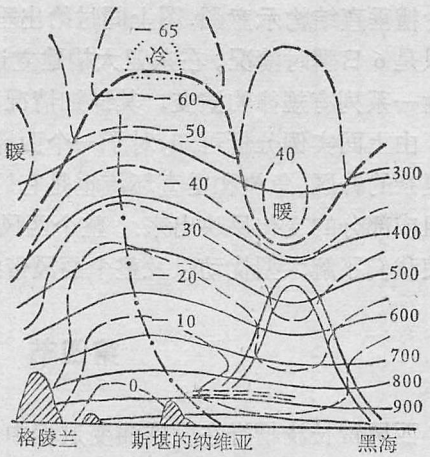


图 10·15　阻塞高压垂直结构示意图
（粗断线为对流顶，细实线为等压线，虚线为等温线，点虚线为高压轴线，粗实线为锋区）

长的时间），一般说来在阻塞高压及其东侧低压西部地区天气晴朗，在其西侧及西部低压大部分地区（尤其是低压的东部和南部）是降水区.

二、形成和崩溃时的基本特征

图 10·16 是阻塞高压形成过程温压场演变示意图. 一般说来在它形成前，西风槽呈现振幅加大、强度加强的不稳定状态，并且向东移速逐渐减小. 与此同时，槽前高压脊区域出现强盛的暖平流，不断把暖空气从南方向北方输送，同时槽内冷平流把冷空气输送到南方去[图 10·16(a)]. 伴随着这种过程，高压脊不断加强北伸，其西侧南下冷空气，以冷性气旋涡旋形式插向暖高脊的西南方，使北上暖空气脱离南方暖空气主体，最后北上加强的暖高脊，形成孤立的暖性反气旋涡旋 [图 10·16 (b)，(c)]，即为阻塞高压. 阻塞高压西

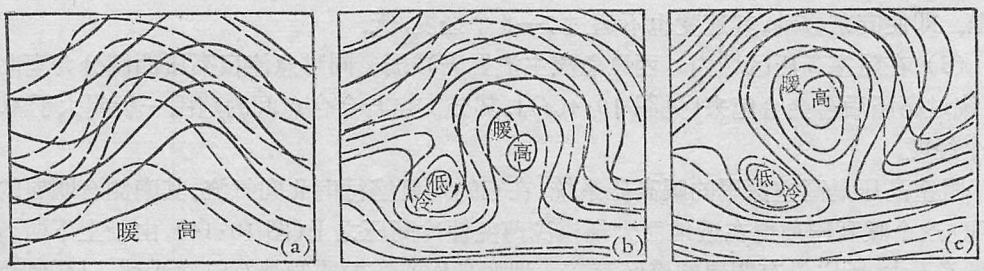


图 10·16　阻塞高压形成过程温压场演变示意图

南侧的冷性涡旋，实际上就是由于北上暖空气的插入，而脱离北方冷空气主体的切断低压. 需指出，伴随着暖高压脊向北伸展，加强的脊前偏北气流很易引导冷空气从脊的东南侧插入，它对阻塞高压的形成也有同样的贡献. 暖高压脊东南侧也往往形成切断低压，或者形成深长的冷槽或广阔的横槽.

阻塞高压维持相当时日之后即行崩溃消失，它的崩溃往往是由于其西侧有发展的小冷槽对它进行冲击的结果. 伴随着该冷槽的发展，阻塞高压范围内暖平流明显减弱，北支

急流逐渐南移与南支趋于合并，阻塞高压变成高压脊并东移而减弱消失．因此没有发展小槽的冲击以及源源不断暖平流的供应，是阻塞高压长时间维持的重要条件．

三、阻塞高压活动的统计特征

阻塞高压的出现有其特定的地区和时间，它出现最多的地区和出现最多的时间，表示了该地区和某时期中具有强盛的暖气流．阻塞高压最常出现在大西洋、欧洲及北美西岸阿拉斯加地区，且大西洋比太平洋出现更多些．在亚洲地区，阻塞高压常出现在乌拉尔山及鄂霍次克海地区．以下介绍阻塞高压的一些统计特征：

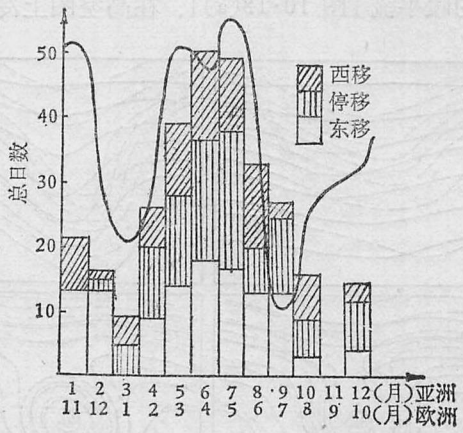


图 10·17　阻塞高压各月分布图
（实曲线为欧洲情况；直方图为亚洲情况）

（1）持续日数　　在欧洲，一般来说多维持在 20 天左右，至少在 5 天以上，而亚洲（1953—1955 年统计结果，下同）平均则为 8 天，最短3—5天．

（2）平均在各月中的分布　　由图 10·17 可知，亚洲每年以 5，6，7 三个月出现最多，且多在东经110°以东，以3，11月最少．在欧洲则不同，最多出现在 11，3，4，5 月，最少在 1 月和 7 月，较亚洲基本上趋前两个月．

（3）沿纬度的分布　　亚洲和欧洲的情况很相似，以北纬 55°—59° 纬度带内最多，以北纬40°—50° 纬度带内最少．

第五节　切　断　低　压

一、一　般　情　况

切断低压又叫冷涡，是指对流层中、上层出现的一堆孤立的冷空气（气压场上表现为低压），与北方冷空气之间被暖空气所切断，南北方的冷空气只在低层连接起来．切断低压在高空图上的出现形式可有二种：一种是并无显著的阻塞高压存在，在切断低压西侧，虽有一比较强的高压脊或闭合高压，但在切断低压北部却存在着近于平直的强西风，西侧的高压脊很少抵达高纬度．另一种是前述与阻塞高压同时出现并与之有密切关联的切断低压．这两种的结构相类似，以下着重讨论前一种．

切断低压是发生、发展在高空的低压系统，一般在 700 毫巴以上才有明显表现，300 毫巴上最清楚．在地面图上一般只看到一个冷性高压，找不到明显的气旋的痕迹．但是在适当条件下，发展着的高空气旋涡旋的动量不断向下输送，使高空气旋可逐渐向下发展，而使地面原来的反气旋中心减弱，导致地面上出现弱的气旋涡旋，但这种情况为数甚少．需强调指出：地面气旋波发展到锢囚阶段时，对应高空也会出现一近冷性气旋涡旋中心，但这不是切断低压，它是自下向上发展出来的，与上述情况有本质区别．

在切断低压东南侧地面上可发生锋面气旋波动，因此一般说来，云雨天气区多出现在

切断低压的东南方.

二、形成和消失时的基本特征

图 10·18 是切断低压形成过程温压场演变示意图. 切断低压形成前等温线振幅比等高线振幅大些,同时等温线位相落后于等高线,气压槽前和槽内有明显冷平流,槽后有很强的暖平流 [图 10·18(a)]. 在高空图上冷暖平流的这种分布有利于槽脊的发展,槽加深后槽区南端的温度槽很快赶上气压槽,二者近于重合,并逐渐形成闭合冷低中心,与此同时槽后高压脊也增强并向东伸展,由于暖平流甚强,它与槽东北侧的暖空气逐渐连接起来[图 10·18(b),(c)],从冷槽中部插入,结果使槽内冷空气与北方冷空气主体脱离而孤立起来,它继续发展加深即形成一个完整的被暖空气包围的冷性大涡旋,即切断低压[图 10·18 (d)]. 当切断低压形成时,在其北部冷空气主体区域将重新形成一支较平直的高空锋区和强西风带. 关于切断低压的垂直结构可参看图10·15右侧部分,孤立冷堆上空对应着低对流层顶.

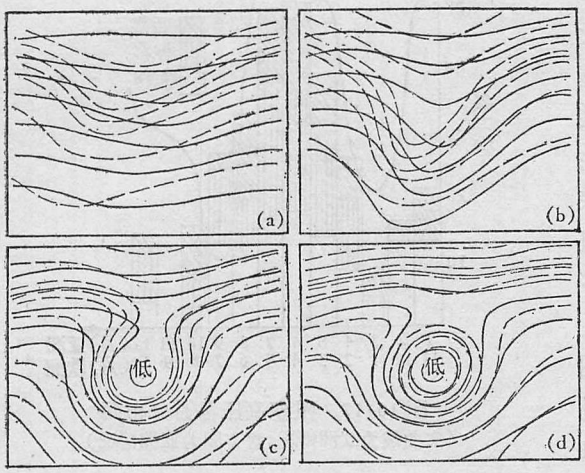


图 10·18　切断低压形成过程温压场演变示意图

切断低压出现后,一般可以维持二、三天或更长一些时间. 切断低压最常见的消失过程有两种:第一是它本身逐渐填充,并缓慢向西南方移动,以后逐渐消失.第二是当北方另有新鲜冷空气南下,促使它很快向东南方移动,冷堆中空气迅速下沉,切断低压不能再继续维持而很快消失.

三、切断低压活动概况

切断低压从其形成过程来看,常在冷空气有一定强度(但不最强盛)而暖空气又比较活跃的季节和地区,一般发生在春秋两季者居多. 因为在春季冷空气已逐渐减弱,但仍有足够的强度,暖空气已逐渐加强,因此易产生切断现象. 在秋季暖空气活动仍较强且频繁,同时冷空气活动也开始变强,这对切断低压的形成也是有利的. 切断低压在北美及西欧地区产生的频率最大,因为在那里冷空气常在加拿大西部和西欧突然南移,而在太平洋及大西洋上已经有暖空气向冷槽后部(或前部或前、后部)移来,常使冷槽切断,形成切断低压. 在亚洲及北美东岸,当冷空气自内陆由西北流向东南,冷空气的西方有强烈的暖空气自西南移来时,也可以产生切断低压.

一般说来,我国在春末、夏初常有冷涡活动,大多出现在西南、西北和东北地区,尤以东北在5,6 月间最为常见,称为"东北冷涡". 当冷空气自太梅尔半岛侵入到贝加尔湖时,已形成一个较明显的西风槽,当有自蒙古高原而来的暖空气从槽后侵入时,容易使冷槽切断,形成东北冷涡.

第十一章　西风带的中型扰动——短波

寒潮和其前沿的气旋族作为一个整体，可以看成是西风带的大型扰动——长波过程．在这种大型扰动过程中，高低纬度间有冷暖空气的大规模交换．它们是冬季最突出的天气过程．

西风带还经常存在着中型扰动．被我国预报员相当广泛地称为短波的，实质上是一种中型扰动．短波波长在2000到3000公里间．至于几百公里尺度的小型扰动，在高空图（如500毫巴等压面图）上是不容易追踪的．短波活动也是不同纬度间的冷暖空气的交换过程，但没有大型扰动中那样强烈．短波有时表现为附在长波气流上的中型扰动，有时表现为附在比较平直西风上的中型扰动．冬季的寒潮间隙期间经常有短波活动．春季，短波是最常见、最典型的扰动．

短波槽前，因地理位置和水汽含量的不同，可以出现由高云到暴雨、雷暴、冰雹等不同程度的凝结降水天气．短波槽前后，也可以出现强烈的风向风速变化和大风．

西风带是分支的，在前面曾谈到西风分为南北两支的现象．在不同纬度间冷暖空气的交换不太强烈时，北支西风又常分为两支，即北支西风和中支西风．这样，高空流场中就出现了北、中、南三支西风．每支西风上都可以出现短波活动．每个短波都带有类似的但强度不同的天气．各支西风和其上的短波常以不同的线速度和以每天按经度计算的角速度，由西向东运行．

西风带的短波在一年四季中都可出现．对我国天气影响最显著的是春季中支西风上的短波活动．这种短波活动，在北支西风和南支西风扰动的配合下，春季给我国北方带来阵风，给南方带来连续阴雨天气．下面重点讨论这种中支西风上的短波活动过程．

第一节　短波活动时高空气压形势场的一般情况

中纬度地区高空出现比较平直的西风时，一般有两种情况：

第一种情况是高纬度高空如500毫巴等压面高度上，有大型的闭合高压和低压系统．在这些大型系统的北方，靠近极圈附近是极地西风，也就是北支西风．在这些大型系统的南方是中纬度西风，也就是中支西风．在更南方的低纬度地区的某些地方，还有副热带西风，也就是南支西风，如图11·1．

由图可以看到，并不是整个西风带都是均匀分为三支的．西风分支的事实，可以看成是扰动发展的结果．在大型闭合高压的北方、北支西风和中支西风分支不明确；而在大型闭合低压的南方，中支西风和南支西风的分支不明确．我国西部地区中支和南支西风除夏季外，经常比较明确，是青藏高原对西风气流所加强迫扰动的结果．

高纬度高空气压形势场中，出现闭合高压和闭合低压是经常的现象，但以隆冬时最强大最稳定．其他季节也都有出现，但强度和稳定性都较弱．在这些大型闭合系统南方的中支西风上，经常有波长约2000—3000公里，振幅较小的波动自西向东运行．波速每天

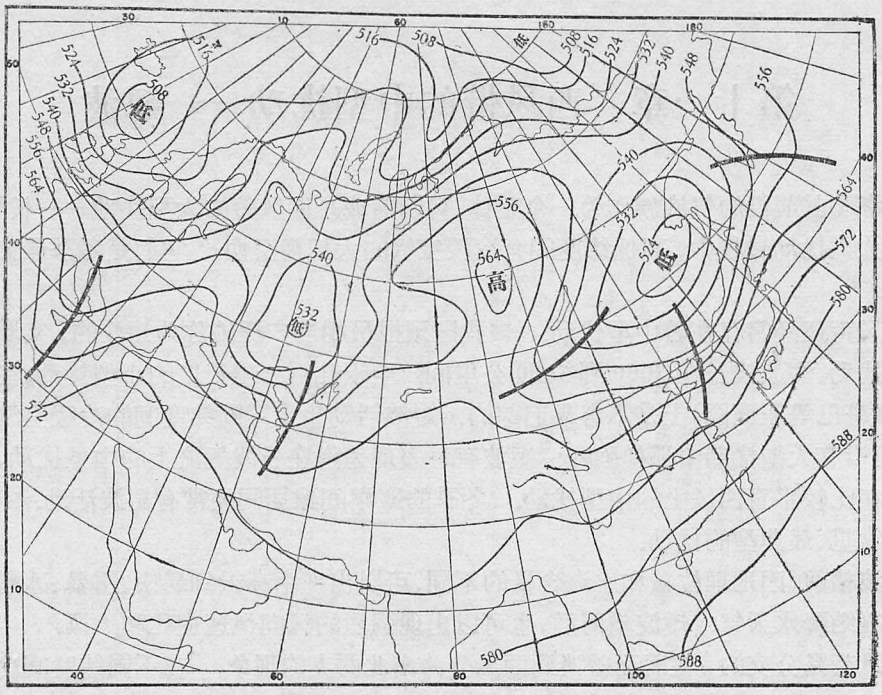


图 11·1　1972 年 4 月 6 日 08 时 500 毫巴等压面图

约 10—15 个经度. 据不完全的统计,经过我国北部的短波,在冬季 1—2 月平均每月 4—6 次,春季每月约 6—9 次. 虽然这种波动在高空形势场中表现很微弱,但它们经过苏联西伯利亚和蒙古人民共和国地区东移时,在较低层大气中,我国各地都有一次暖冷空气的南北交换活动. 按暖冷空气的强弱不同,在华北地区出现不同强度的西南风转变为西北风的过程. 在冷空气南下到达江南地区后,冷空气的加热变性和补充过程近于准平衡状态,形成了准静止锋和江南的连阴雨天气. 阴雨的持续时间和降水强度,受到南支西风波动的影响,如孟加拉湾地区有一个南支西风槽,由于南支西风波动一般移动较慢,华南易于维持西南气流,这有利于连阴雨天气的持续和降水量的增大.

由于这些中支西风短波看来虽然微弱,对我国地区天气却有重大影响,我国天气预报工作人员曾给以相当的重视,曾根据高纬度大型闭合高压(乌拉尔阻塞高压)的位置和强度,将短波活动分为若干类型,对我国的天气预报工作起了一定的参考性作用. 还曾发现这种中支西风上的波动,有的是自西方传播过来的,有的是北支西风上的扰动,绕过大型闭合高压传给中支西风的.

第二种情况是高纬度并没有像第一种那样一系列的大型系统,而是在亚洲北部的北冰洋沿岸有一个很大的极涡,高中纬度地区都盛行西风. 北支和中支西风的分支不明确,而是近于合并为一广阔的西风带,如图 11·2.

这种广阔西风带中也经常出现振幅较小的波动,这些波动并不是每个都横跨整个西风带. 再者,有些波动虽然在某一个时间横跨整个西风带,但是在向东运行过程中,波脊和波槽的南段和北段具有不同的速度,北段较快,脊线和槽线逐步转向为东北到西南,有时甚至断裂. 这样,就使西风出现趋向于分支的现象. 但是在有强大极涡情况下,波动

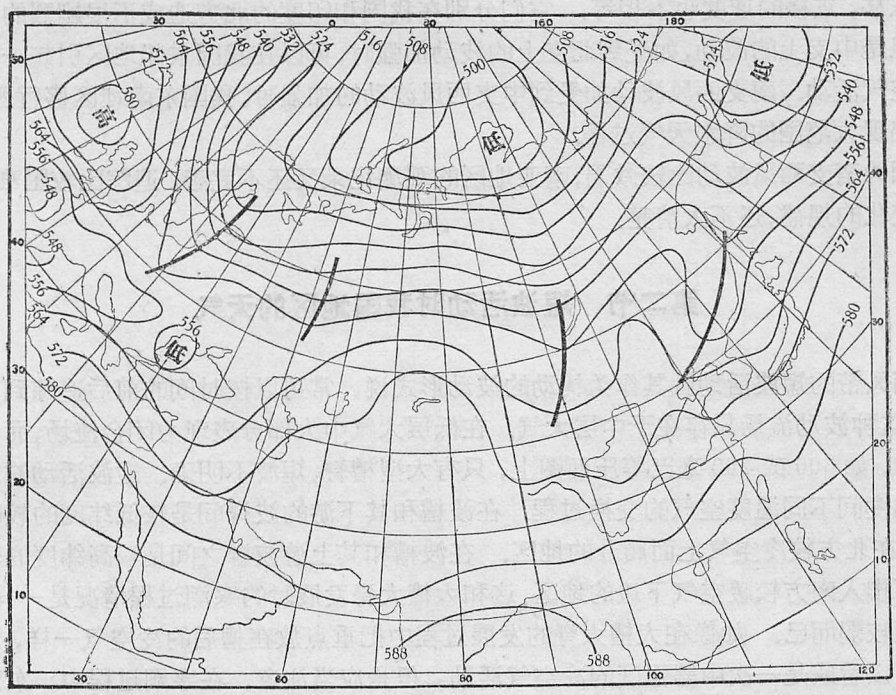


图 11·2　1972 年 4 月 23 日 08 时 500 毫巴等压面图

的振幅较小，北支和中支西风的分支现象，远不如第一种情况中那样明确.

这种西风带波动的波长和第一种情况一样，约 2000—3000 公里，运行的速度一般较快，每天 10—15 个经度以上. 在我国江南地区也可以带来类似的连阴雨天气.

上面讨论的两种情况，是从我国地区短期天气预报的需要出发，根据欧亚大陆上空中层大气流场的形势来划分的. 这种划分是不应当过分引伸和绝对化的. 就北半球说，在上述第一种情况中，如 1972 年 4 月 6 日 08 时，在欧亚大陆高纬度地区上空虽然有一系列的大型闭合系统，以及北支中支西风分支比较明确的现象，但是在大西洋北部地区却有一个巨大的极涡，极涡南部的西风，至少在 500 毫巴等压面图上看不出分支的现象. 同样在第二种情况中，如 1972 年 4 月 23 日，当亚洲大陆北岸有一个巨大极涡，西伯利亚和我国北方地区北支和中支西风分支不明确时，北美到西欧一带却有一系列的大型闭合高低压系统，北支和中支西风分支的现象比较明确. 这种全北半球的宏观现象，常具有一定的稳定性，可以持续 10 天到一个月以上的时间. 这种宏观现象的变化，是大气运动中长期（10 天左右到一个月以上）过程研究工作和预报工作的重点对象. 我们这里是从短期（1—2 天）天气预报的观点，把这种宏观气压形势场当作一个准稳定的现象，以此作背景来考虑短期天气过程的一个方面，即短波活动的.

至于南支西风本身的波动，也就是在不受中支西风波动的影响时，一般都很微弱，也很不容易追踪. 当中支西风波动的振幅增大，波槽向南延伸时，南支西风也受到影响而出现较大振幅的波动. 在中东和中亚地区，常出现横跨中支和南支西风上的深槽或闭合气旋，中支和南支西风的分支不明确. 当这种系统东移接近青藏高原时，平均高度近 5 公里的庞大高原，迫使深槽分为南北两部分，分别绕高原的南北两侧，在分为南支和中支的西

风上东移，东移的速度也不相等．它们分别在我国和印度的北方造成不很剧烈的天气变化．但是中支上的波动，如受到北支上的波动加强时，可以在我国东部地区引起一次较强的冷空气活动．南支西风波动如受到中支西风波动的加强时，我国东南地区盛行西南风，可以出现大范围的降水天气过程．

因为南支西风波动比较微弱，南亚地区的观测记录又还不完善，追踪比较困难，其运动和变化的规律，还不太清楚．

第二节　短波活动时我国地区的天气

西风带的短波活动就其作为扰动的波动形式说，常可以按时间的前后追踪到上游和下游，这种波动流场只存在于中层大气．在低层大气中大部分表现为闭合流场，而在高层大气中，如300或200毫巴等压面图上，只有大型槽脊，短波不明确．短波活动的本质是不同纬度间不同温度空气的交换过程．在波槽和其下游的波脊间是较低纬度的较暖空气北上，在北方较冷空气上面爬升的地区．在波槽和其上游波脊之间是较高纬度的较冷空气南下楔入南方较暖空气下边的地区．这和大槽大脊发展时的寒潮过程情况是一样的，只是强度较弱而已．如像在大槽大脊的发展过程中把重点放在槽后的冷空气一样，短波活动也可以看成是一次中等强度的冷空气活动．但是应当注意，在寒潮过程中，东亚大陆固然有一次强烈的冷空气南下活动，但同时在大槽的前方即亚洲沿岸和西太平洋地区却有强烈的暖空气北上活动．同样，在短波活动过程中，当我国中部地区有中等强度的冷空气活动，而在短波槽的前方即我国东部和沿海地区，却也有一个中等强度的暖空气活动．

在短波由西到东传播运行过程中，沿途都有这种不同纬度间不同温度空气的交换，在讨论这种短波的传播运行并用之于天气预报时，常追溯到上游，并提到这种波动是由西北方或西方传来的．但这并不意味着跟随这种短波槽进入我国地区的冷空气也是来自欧洲或新地岛地区．与冬季长波槽后席卷我国的冷空气一样，短波槽后到达我国的冷空气也是来自西伯利亚的冰原冻土地带．

在中纬度有平直西风，西风上并有短波相当快速地东移经过蒙古人民共和国和我国东北地区时，在我国中部和东部地区有一次南北气流的交换．当短波波槽东移到日本海地区时，波槽后南下的冷空气下沉辐散转向为东北风．在地面图上表现为由贝加尔湖地区的高压中心分出一个高压脊或一个小高压中心，伸向东南直达我国南部沿海一带（图11·3）．这种冷高压脊中的冷空气是比较薄的，在淮河及其以北地区只达到700毫巴等压面的高度，向上到500毫巴等压面高度已是槽后的暖脊了．

由图11·4和图11·5可以看出，在700毫巴等压面高度（约3000米），冷暖空气的辐合地带在朝鲜半岛经淮河、陕西南部再斜向四川中部．850毫巴等压面高度（约1500米）的冷暖空气辐合带自朝鲜半岛南端斜向西南，再沿长江到四川西南部地区．把这两张图与图11·3的地面图综合考虑，可以看出朝鲜和我国华北地区的冷空气厚度约3000米，华中地区的冷空气约1500米，长江以南地面极锋以北地区的冷空气厚度在1500米以下．对应500毫巴等压面上是由辽东半岛到淮河地区的短波槽，在地面图上是由对马海峡经台湾海峡和华南地区到川滇一带的极锋．地面图上的极锋表示冷暖空气间的界面，但这

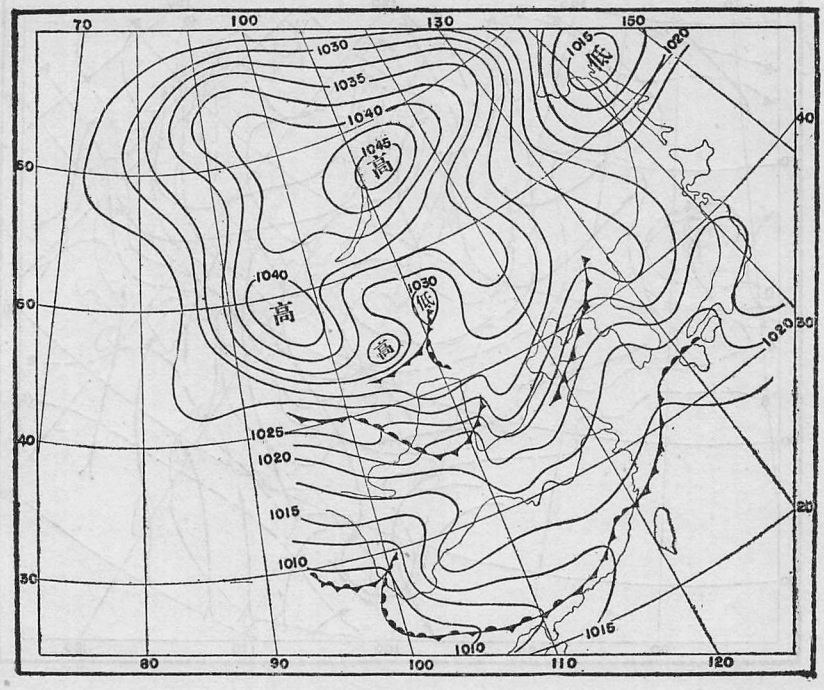


图 11·3　1972 年 4 月 6 日 08 时地面图

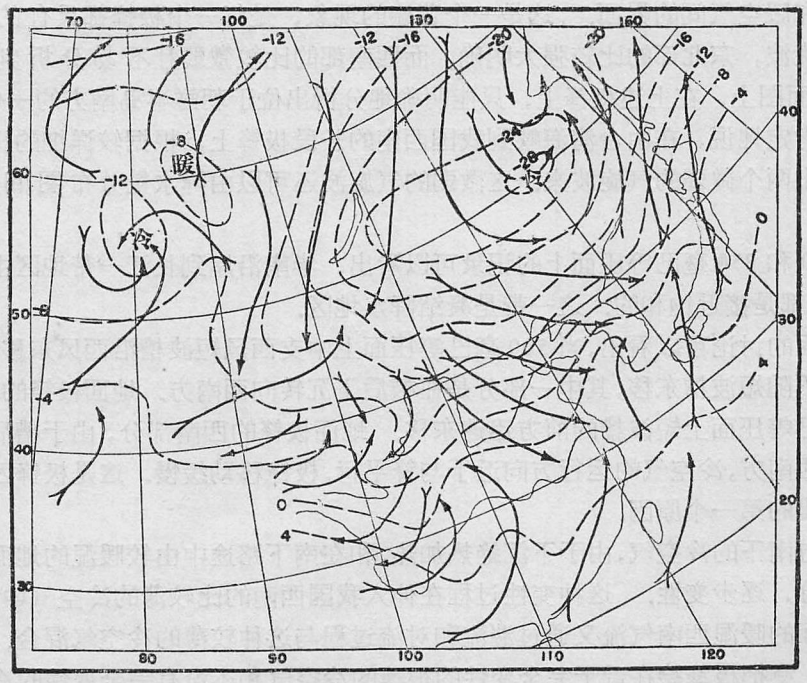


图 11·4　1972 年 4 月 6 日 08 时 700 毫巴等压面的温度场和流场

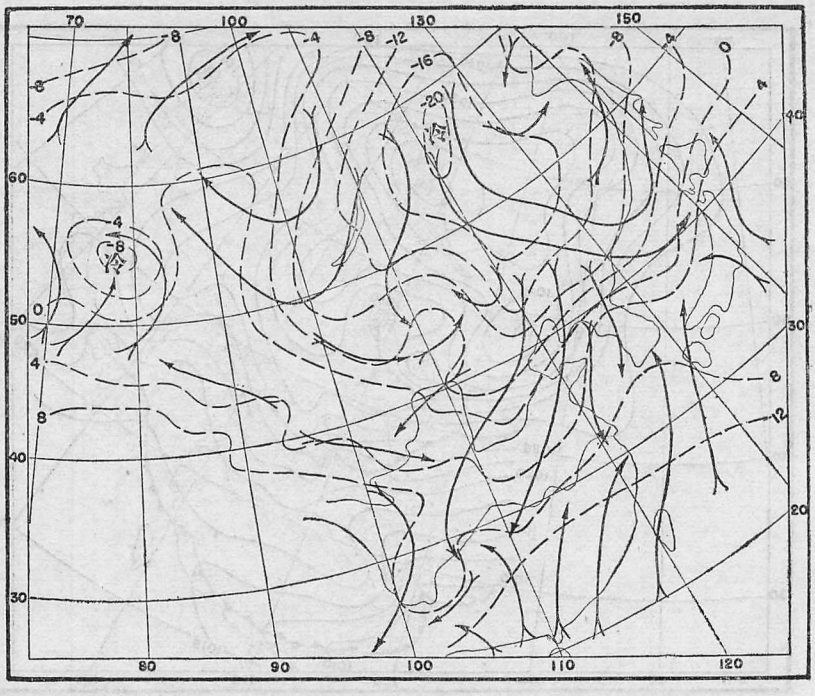


图 11·5　1972 年 4 月 6 日 08 时 850 毫巴等压面的温度场和流场

极锋的东北部分表示的是比较厚的冷空气和暖空气间的界面，西南部分表示的是比较薄的冷空气和暖空气间的界面．这是一个普遍的现象，是每一个极锋都具有的现象．极锋上的气旋波，东北部的比较强大明确，而西南部的比较微弱且不易分析判断．在图 11·3 的地面图上，在上述极锋上，只能明确地分析出位于朝鲜半岛南方的一个气旋波．但是可以肯定地说，在由台湾海峡到我国西南的长段极锋上，根据较详细的记录，还是可以分析出两个微弱的气旋波来．这微弱的气旋波还可以由降水量分布图间接推测出来．

由 700 和 850 毫巴等压面上的记录可以看出，华南沿岸到长江一带地区由南方吹来的暖空气，都是接近饱和的．这一带是凝结降水地区．

由上面的讨论可以看出，当 500 毫巴等压面上中支西风短波槽沿西风东移时，槽后的冷空气并不随短波槽东移，其中一部分是在槽后下沉转向西南方．地面极锋的东北部分，在 500 毫巴等压面上短波槽的前方迅速东移．地面极锋的西南部分，由于槽后的冷空气下沉转向西南方，冷空气的运行方向近于与锋平行，极锋移动缓慢．这是极锋西南部分移动比较缓慢的第一个原因．

由北方南下的冷空气，由于下沉绝热加热，和在南下路途中由较暖湿的地面不断吸收热量和水分，逐步变性．这种变性过程在伸入我国西南的比较薄的冷空气中尤为显著．冷空气上面的暖湿西南气流又通过湍流和对流过程与这种较薄的冷空气混合．从事地面图分析时，有把极锋绘在近于完全变性的很薄的冷空气和还没有完全变性的冷空气之间的趋势，这是从事地面图分析时定锋比较困难又不容易统一的原因．同时，这也是地面图上这一部分极锋移动比较缓慢的第二个原因．

高空短波槽东移，槽后冷空气南下转向以后，在没有北方另一批冷空气南下补充时，华南地区的冷空气总是要逐步变性，极锋的西南部分也总是要逐渐南移消失．事实上，这也是经常出现的情况．但是在高空西风比较平直时，西风上的短波活动是一个接着一个的．对应于前一个短波槽的华南极锋还没有完全因冷空气变性而逐渐消失前，后一个短波槽后的冷空气又已继续南下了．这就补充了华南地区的冷空气，使华南极锋易于维持．在地面图上的表现是，前一个华南极锋南移消失，另一个极锋又由北方移到华南地区．我国预报员叫这种过程为华南极锋的替代过程．粗略的分析，好像极锋有徘徊移动的特点．这是华南极锋表现为缓慢移动的第三个原因．

春季短波活动频繁时，华南地区经常有极锋，造成了华南一带的连阴雨天气．华南准静止锋的名称就是由此而得．

极锋西南部分在我国云贵一带，受山地的阻挡，移动更慢，因而有了昆明准静止锋的名称．

短波活动一年四季都可出现．对应于短波的极锋的南段，移动都比较慢，都有准静止锋的性质，但各个季节的冷空气强度不同．冬季最强，冷空气的前沿即极锋的准静止锋部分在南海．早春季节准静止锋在南岭附近，春末和初夏在长江，盛夏在黄河流域．其中春季短波活动最频繁，准静止锋也最稳定．这是我国早春华南连阴雨和春末夏初的江淮梅雨最突出的原因．

由图 11·1 可以看出，环绕亚洲东北部大型低涡南方的西风上，有三个短波槽．第一个在贝加尔湖以南的蒙古人民共和国和我国新疆地区．第二个在亚洲大陆沿岸经朝鲜到长江以北的华中地区，也就是前面比较详细讨论过的那个短波．第三个在萨哈林岛（库页岛）和北海道东北的洋面上空．对应每一个短波槽都有一条极锋．每条极锋的西南部分的移动都是缓慢的．它与其西边一条极锋间的地区是一个高压区．高压区的东半部分是冷空气下沉变性转向西南的地区，高压的西半部分是暖空气北上的地区．在每一个短波槽东南方的极锋上都可以分析出气旋和气旋波．但是对应于短波槽的气旋和气旋波不象对应于长波或寒潮前沿的气旋族那样明确．在图 11·2 所代表的第二种情况中，即高纬度没有一系列的闭合高低压系统，而是有一个巨大的极涡，在这个巨大极涡南方的平直西风上也有一系列的波动．图 11·2 上，乌拉尔地区、贝加尔湖地区、日本海西岸和堪察加半岛以东的太平洋上空各有一个短波槽．波槽间的距离，即波长在 2000 到 3000 公里之间．我国东部是日本海西岸和我国东北地区的短波槽中冷空气南下下沉的地区，冷空气前沿在地面图上位于华南沿海一带，850毫巴等压面上则位于南岭附近．长江到华南沿海间是凝结降水天气．比较图 11·6 和 11·5 可以看出，我国东部地区南北冷暖气流辐合情况的基本特征是一样的．

图 11·6，11·5 还有一个共同特点，即在贝加尔湖地区短波槽中的冷空气和在前一个位于日本海和我国东北地区的短波槽后下沉南下变性的冷空气之间，也有一个不明确的辐合带．这个辐合带位于我国华北和西北地区，其附近也有凝结降水过程．但由于这一辐合带的辐合强度比较弱，变性冷空气中的含水量也比较少，降水量因而也较小．

根据图 11·7 和图 11·8 可知，降水量分布和辐合带以及辐和带上的气旋波位置很符合．

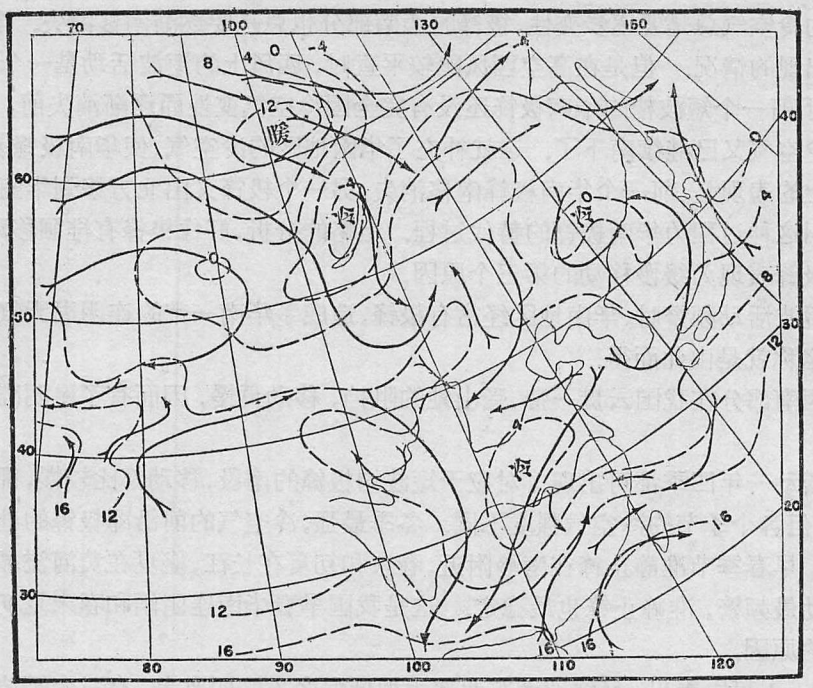


图 11·6　1972 年 4 月 23 日 08 时 850 毫巴等压面的温度场和流场

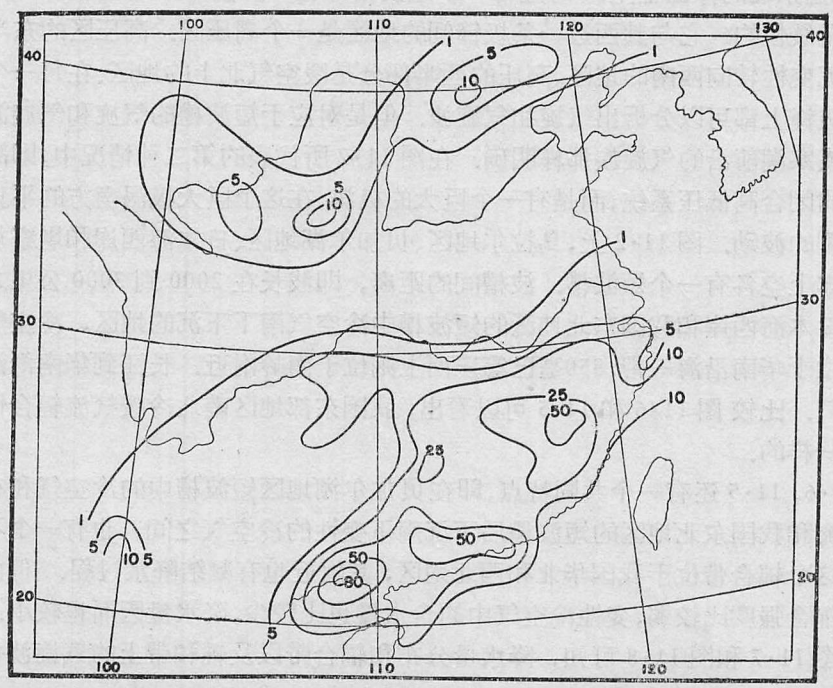


图 11·7　1972 年 4 月 5 日 08 时到 4 月 6 日 08 时的 24 小时降水量图

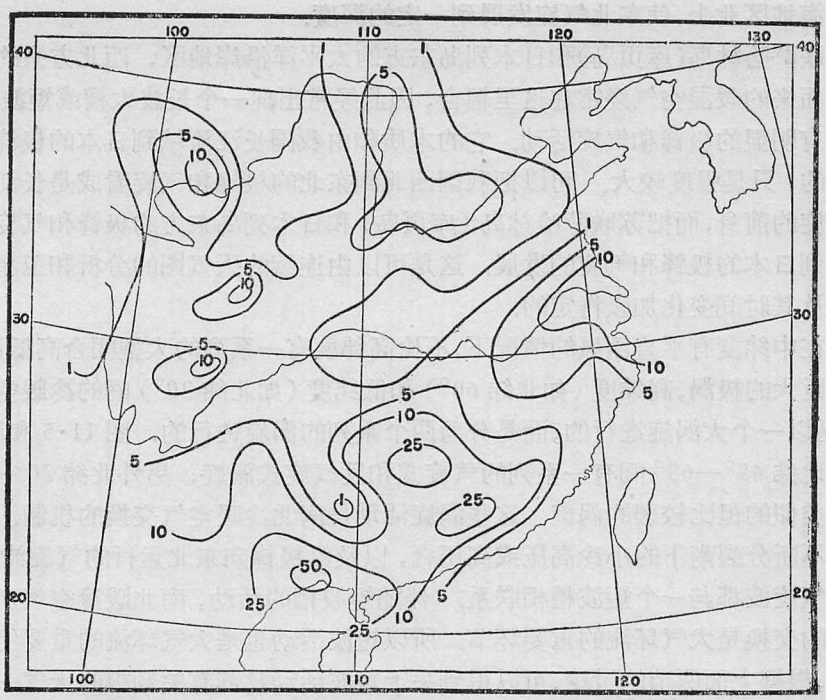


图 11·8　1972 年 4 月 22 日 08 时到 4 月 23 日 08 时的 24 小时降水量图

第三节　短波活动要点及其有关天气的预报

总结上面两小节的讨论，可以归纳为下面几点结论.

(1) 在高纬度 500 毫巴等压面上有或没有一系列的大型闭合高低压系统的情况下，中纬度都可以有比较平直的西风.

(2) 这支西风上经常有一系列的波动，波长约 2000 到 3000 公里. 波速每天约 10—15 个经度. 一般被称作短波.

(3) 这种短波反映冷暖空气在中纬度地区的交换过程. 暖空气在波槽的东方，冷空气的上面北上，冷空气在波槽的后方下沉转向西南，在暖空气的下面南下. 冷暖空气间的辐合带(即锋)是斜的，由下往上向北倾斜. 地面锋和 700 毫巴等压面上锋区之间是凝结降水地区.

(4) 由于冷空气下沉转向和变性，后面冷空气的继续补充，再加上山地阻挡作用，地面锋呈准静止状态，是华南准静止锋和昆明准静止锋的成因. 其他地方也有准静止锋，如中亚细亚准静止锋，但那里的暖空气来自南亚大陆，降水现象没有华南准静止锋显著.

(5) 春季中纬度短波活动最频繁，在华南地区形成了连阴雨天气.

(6) 我国西北到东北的极锋和气旋活动，和由我国长江流域到日本的极锋和气旋活动本质是一样的，都同样对应一个高空短波槽. 但是，青藏高原和中亚高原阻碍南方的海洋暖湿空气北上，因此由西伯利亚到东北的极锋和气旋，发展的程度不及由我国长江到日本一带的极锋和气旋明显. 只是当气旋移到东北接近大陆边沿时，暖湿空气才易于由黄

海和日本海地区北上，使东北气旋发展到一定的深度.

在苏联萨哈林岛(库页岛)和日本列岛东方的太平洋沿岸地区，西北方来的干冷空气和南方洋面来的暖湿空气经常在这里辐合，因此经常出现一个长波大槽或短波槽. 槽的东方经常有明显的极锋和气旋活动. 它的本质和由我国长江流域到日本的极锋和气旋活动是一样的，只是强度较大. 可以把我国西北到东北的极锋和气旋看成是长江到日本的极锋和气旋的前身，而把苏联萨哈林岛(库页岛)和日本列岛东方的极锋和气旋看成是由我国长江到日本的极锋和气旋的发展. 这是可以由连续的天气图的分析和卫星云图上云系的分布及其时间变化加以肯定的.

(7) 在中纬度有平直西风的情况下，不论高纬度有一系列的大型闭合高低压系统，或只有一个巨大的极涡，高纬度(如北纬 60°)和低纬度(如北纬 20°)间的冷暖空气交换过程，并不是以一个大涡旋进行的，而是分为两个系列的涡旋进行的. 图 11·5 和图 11·6 中可以看到北纬 45°—65° 间有一系列的气旋式和反气旋式涡旋，另外北纬 20°—45° 间也有一系列类似的但比较弱的涡旋. 这些涡旋活动是南北冷暖空气交换的机制. 在地面图上表现为不断分裂南下的小冷高压或高压脊，以及沿极锋向东北运行的气旋波. 每一对小高压和气旋波都与一个短波槽相联系. 伴随短波槽的活动，南北暖冷空气产生交换. 冷暖空气的交换是大气环流的重要环节. 所以短波活动也是大气环流的重要组成部分.

另外，根据上面两节的讨论，可以得到关于短波活动及其有关预报的天气一些线索：

第一，明确了 500 毫巴高空图上亚洲北岸附近的巨型极涡，或高纬度地区的一系列大型闭合高低压系统都是比较稳定的，它们的移动和变化都是比较慢的，持续的时间比较长，一般达半月以上. 在这些系统的南方有比较平直的西风. 这比较平直的西风上有波长为 2000—3000 公里的短波，它们以每天 10—15 个经度的较快速度东移.

第二，这些短波活动只是不同纬度间不同温度的空气的交换机制，下层大气中涡旋状流场代替了中层大气中的波状流场. 短波过境前盛行西南风，过境后转为西北风，在华北按冷暖空气的强弱，出现不同程度的偏南风和偏北风，在华南出现连续性阴雨. 对应于短波槽的极锋上经常出现气旋波，其波顶附近是降水中心.

第三，南支西风波动的配置对我国南方降水具有很大的影响. 如孟加拉湾地区有一个南支西风波动的波槽，我国南部盛行西南风，是最有利于我国南方降水的. 南支西风上波动的移动速度比较慢，所以孟加拉湾地区的波槽对我国南方降水的影响也是比较持久的.

可以根据上述线索，按不同台站的不同要求，制定一些统计图表或指标，作为降水和其它天气现象预报的参考.

第四节　关于扰动及其尺度的简单概念

前面几章中讨论了造成寒潮的长波活动，造成华南春季连阴雨的短波活动(和以后将要讨论的造成春末夏初江淮梅雨与盛夏华北降水的切变线和涡)，以及附在这些系统上的气旋和气旋族. 所有这些天气系统的实质是尺度大小不同，强度不等的冷暖气流间的扰动. 由于这些扰动的出现，高低纬度间和大陆海洋间的冷暖不同的空气得以互相交换，使冷的地方不致过冷，热的地方不致过热；大陆上得到降水，海洋上能够继续蒸发. 由于热量(包括潜热)是能量传递的一种形式，不同地方冷暖空气的交换，实质上是由高温区向低

温区输送热量的机制，是大能量区向小能量区输送能量的机制．这是大气运动的一个基本特征．

所有这些扰动的辐合地区如槽线的前方，切变线和涡中心偏前的地方，是冷暖气流辐合强度较大，暖空气上升的凝结降水地区．由于暖空气的来源不一样，水汽的含量不一样，降水的强度也不一样，但都有上升降冷的凝结过程．辐合区的空气来自扰动的辐散地区，即波脊或闭合高压控制的地区．那是一些空气下沉天气晴朗的地区，也是地面或水面水分蒸发的地区．这些地方大气的水汽含量，决定于大气的温度和可供应的水分，因此低纬度洋面的高压区是大气自地球表面通过蒸发吸取水分最多的地区．这些地区的空气的下沉辐散运动，使由蒸发所得到的水汽只储藏在大气的下层，只有在这些空气流到扰动的辐合地区后，才有上升凝结降水过程．这种在下沉辐散，晴朗干热的地面或洋面蒸发水分，而在辐合上升的地区的空中凝结降落，是大气中的水分输送过程，也是大气运动的一个基本特征．水分的输送及其状态的变化，不仅是大气运动的结果，同时也有加强这种运动的作用．因为上升运动过程中所放出的潜热，有使这种上升运动和其相联系的水平运动加强的趋势．

由于辐合地区有凝结降水过程，降水区附近又经常有较大的风力，因此比较受到注意，而有在一定程度上忽视辐散区的倾向．例如，讨论短波时重视短波槽，而短波脊则讨论得少．又如讨论切变线时，切变线前后比较宽平的脊则讨论得比较少．又如凝结降水天气过程讨论得多，蒸发过程讨论得少．这是有缺点的，因为辐合与辐散，下沉与上升，凝结与蒸发，槽与脊，狭窄的切变线与宽平的脊都是同时存在的，它们都是矛盾的对立和统一，两者都不可偏废．

下沉，近地面蒸发，水平辐散的反气旋式的脊或闭合高压与上升，高空凝结降水，水平辐合的气旋式的槽、切变线、涡、闭合低压等都是大气运动中的扰动．这些扰动既输送了热量，也输送了水分．这些扰动造成地球上各个地方的各种各样的天气，是我们天气学中研究的重点．

早期的天气学中，波动、涡和切变线等都是并重的．三十年代和四十年代里，由于涡和切变线在动力学处理上比较困难，以及由于在初步扩展的高空图上看到的流场形态与平直西风上的小扰动很相象，而波动是有比较成熟的简单处理方法的，因而波动观点就盛极一时．五十年代，北半球的高空探测网普遍地建立了，根据观测结果把大气中的波动按尺度大小分为若干类型：

（1）超长波．波长1万公里上下，环绕中纬度纬圈上有2个到4个波，在高层大气中如200毫巴等压面上比较清楚，这种波比较稳定少动，一般认为是海陆分布对大气运动的影响的结果．

（2）长波．波长5000到7000公里．环绕中纬度纬圈上有5个到7个波．这种波的移动比较慢．长波和超长波也可统称为行星尺度的波动（见第十六章）．

（3）短波．波长2000到3000公里，多半出现在比较平直的西风上．波的振幅比较小，移动的速度比较快．

（4）气旋波．波长几百公里到上千公里，附在长波或短波槽前的气流上．气旋波和短波也可统称为大尺度的波动（见第十六章）．

以上四种是一般天气图上所能分析出的波动，所以有时称为天气尺度的波动．当然，

这种划分是不够严格的，相邻两种类型的波，有时不易划分清楚．再者，这是根据高纬度和中纬度的流场划分的．低纬度的观测网还不完善，分析不够周详，把这种划分的办法，用之于低纬度流场，是有一定缺点的．

除了一般天气尺度的波动外，还有：

(5)“中”尺度波动．波长几十公里，在比较详细且观测网比较稠密的天气图上，可以分析出几十公里尺度的小反气旋式和气旋式涡旋，一般称为中尺度波动．

(6)“小”尺度的波动．波长为10公里上下，或小于10公里．在雷达观测中，可以观测到云系有10公里上下的波动．在详细的锋区分析中，可以看到锋区有10公里尺度的小高压和小低压．在雷雨分析中，可以分析出几公里尺度的雷雨冷锋，雷雨高压和低压，等等．所有这些都统称为小尺度波动．

如再加上分子运动等更小尺度的运动，则大气运动中有从微米到万公里不同大小尺度的运动．把这些运动都看成波动，就成为一个波谱．不同波长的运动有不同的控制因素，处理的方法也是不一样的．

天气学的重点放在天气尺度的运动，兼及中尺度和10公里上下的小尺度运动．

即使当波动观点在天气学的研究工作和实践工作中占主要地位时，也还是有人提出了不同的看法．波动观点的基础是平直的气流和其上的小振幅波动．一般说，这并不符合实际情况，因为在许多情况中，波动的振幅与波长同一量级．但是，自波动的观点看，这种缺点是可以克服的，因为可以引用“群波”观点，也就是以不同波长，不同振幅的波叠加，而得到实际看到的波动的波形．波动观点的主要困难在于平直气流是如何形成的和是否曾经存在过等问题不易解决，而是把它当作一个假设的情况来加以应用的．针对这种困难，有人继承并发展了相当古老的看法，认为比较平直的气流，是由大气中的扰动或涡旋所形成的．简单地说，实际观测到的比较平直的气流是环绕扰动或涡旋的气流．这与波动观点正好相反．

现代天气学工作者吸取了自然科学发展过程中的一些大争论（如光的粒子论和波动论）的经验教训，并不急于对这两种看来似乎相反的观点下结论，而考虑大气运动的表现可能兼具有这两重性，并在不同的实际工作中分别加以应用．例如，在考虑短波的移动时，应用基本气流和小波动这种大气运动的特性；而在考虑西风强弱变化时，则应用扰动或涡旋这种大气运动的特性．

这是反映了现阶段对大气运动规律的认识水平的，但这也是应用如扰动、波动、涡……等名词和讨论实际天气形势变化时，出现了一些混乱现象．这对初接触天气学的人是有一些困难的，但不难在学习过程中加以克服．

前面曾提到不同大小尺度的波动或扰动，其实质是不同地区间热量的输送机制，而水分的蒸发和凝结过程中潜热的吸收和释放过程，加强了这种机制．大型波动或扰动对于这种热量输送是最有效的．冬季高低纬度间的温度差大，大型波动或扰动也就最突出、最强烈．夏季相反，大型波动或扰动就比较弱．但是冬季和夏季都有中、小型波动或扰动，把大型波动或扰动中的冷暖气流扩散到较大范围．在700毫巴等压面上的温度场和流场分析中，在一定程度上揭示了这种扩散过程．

热能只是能量的一种形式，此外还有位能和动能．大气运动中包含了热能、位能和动能的各种转换过程．本书有关章节中只是对这些转换过程作初步的简单的介绍．

第十二章　切变线、涡和梅雨天气过程

西风带的中型扰动，除了第十一章所讨论的短波外，还有切变线和涡．切变线实质上也是一种短波，只是强度比第十一章所讨论的短波弱一些，在500毫巴等压面上只有微弱的波状流场．在700或850毫巴等压面上波槽中冷空气所占的面积很狭长，波槽前后的偏南和偏北气流很接近，形成切变线．有时切变线的南端，保留一个小的冷涡，呈现北槽南涡的形势．在东移过程中，槽的北段一般比槽的南段及槽南端的涡移动快，使切变线呈东北—西南走向．切变线东南方的地面图上，也有准静止锋。

切变线和涡如同短波一样，全年各季中都可出现．短波活动以早春最频繁，造成江南早春的连阴雨天气．切变线和涡以春末夏初最常出现，造成江淮流域的梅雨天气．

我国西南地区经常出现，被预报员称作西南涡的，在冬半年大多数是这种小型冷性低涡．这种小型冷性低涡并不局限于西南地区，其他地区也可出现．

夏半年，尤其是盛夏，我国西南地区的“西南涡”有的是印缅季风低压延伸过来的槽演变形成的，有的是太平洋高压南沿东风气流中的涡或波动，由东方移过来的．这些都是暖性涡旋性质，将在本章第三节中提到．

同样，这章中所讨论的只是具有冷暖空气活动时的切变线，不包括盛夏季节常出现于西太平洋和中南半岛上空，并对我国盛夏天气有巨大影响的，基本上没有温度差异的气流间的切变线——赤道辐合切变带．

第一节　切变线、涡出现时的高空和地面形势场

春末，北半球太阳辐射增强，大陆增温，冷空气源地和高空极涡已收缩到极区及其附近地区，强度显著减弱．在500毫巴等压面上虽然有长波形式的大槽大脊，但西风风速已显著减弱．北纬40°的中纬地区常有微弱的短波槽脊．在一些地区还可以划分为北支和中支西风．鄂霍次克海地区已经常出现高压脊．中东地区的高压经常北伸到我国新疆和蒙古人民共和国一带．南支西风基本上不存在．印度地区的高压已由季风低压所代替．我国南方盛行西南风．长江一带的水汽供应是充沛的，只要有北方冷空气南下，对已在南方的暖湿空气起辐合抬升的作用即可以产生降水．我国江淮流域的梅雨天气就是在这样的情况下出现的．

春夏间地面气压场的显著变化是印度低压的加强和扩张以及亚洲大陆高压的削弱和收缩．印度低压控制了由阿拉伯半岛到我国西部山地．亚洲大陆冷高压仅残存于西伯利亚地区．我国地区的地面气压场极不明确，仅有微弱的小低压和小高压．

图12·1是1970年6月21日08时500毫巴等压面形势场．亚洲大陆中纬度上空中支西风上有两个短波槽．第一个在贝加尔湖到巴尔喀什湖地区（已分裂为南北三段）；第二个在日本列岛到我国华中地区，已分裂为南北两段，南段已发展成为切变线形式，并另有一短波槽移至华北地区与之近于合并．对应于这两个短波槽，在地面图（图12·2）上有

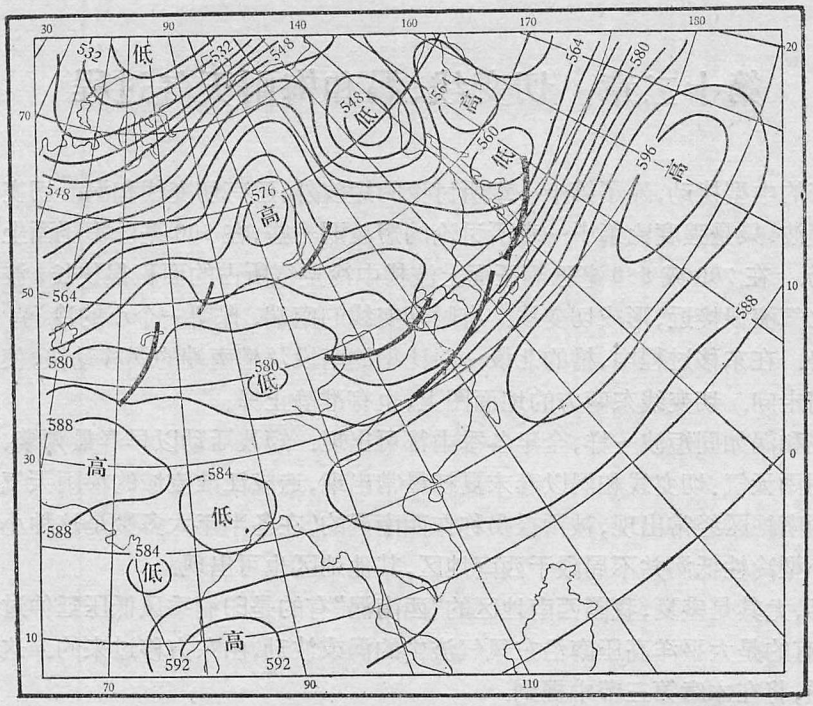


图 12·1　1970 年 6 月 21 日 08 时 500 毫巴等压面图

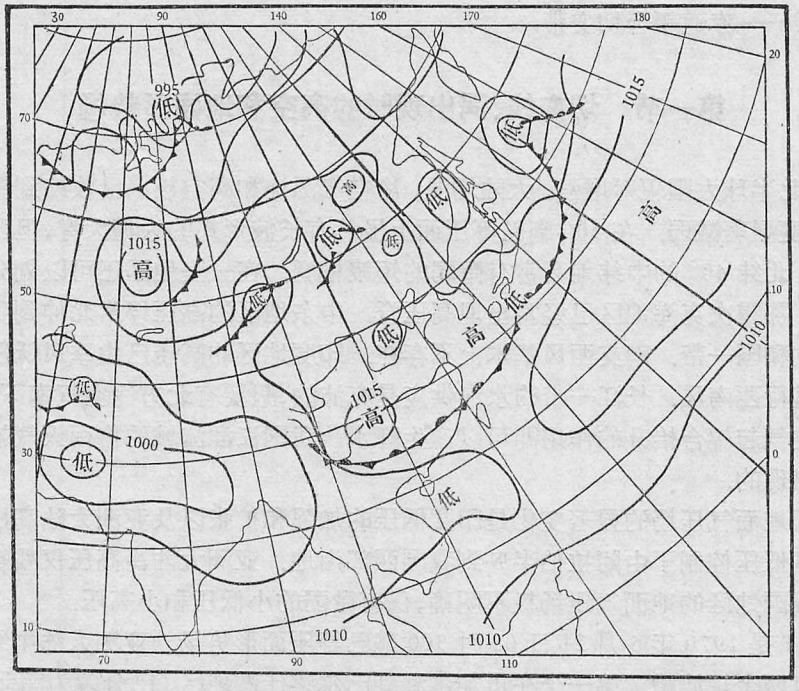


图 12·2　1970 年 6 月 21 日 08 时地面图

由贝加尔湖东南到巴尔喀什湖西南的极锋，和由日本列岛的太平洋沿岸经琉球群岛到我国西南云贵一带的极锋。其中由日本列岛、琉球群岛到我国西南一带的极锋已是静止锋性质.华北地区的小低压是对应于移到华北并与切变线近于合并的短波槽的.

上述500毫巴等压面形势场与第十一章所讨论的春季短波活动时的高空形势场有下述的几个显著不同:

(1) 太平洋高压显著北移,西太平洋高压脊西伸到华南，高压脊线在北纬20°以北，5880位势米线包括了洞庭湖和鄱阳湖以南的华南地区。在导致春季华南连阴雨天气的短波活动时,太平洋高压脊线在北纬15°以南，5880线在台湾省东南的太平洋洋面上空.

(2) 印度季风低压出现在500毫巴等压面上。春季短波活动的连阴雨天气时,印度季风低压虽然已在地面图上出现，但还不够深厚，500毫巴等压面上仍然是一个高压脊，南支急流虽已削弱但仍然存在。在本章所讨论的切变线、涡活动时,印度季风低压已发展到500毫巴甚至200毫巴等压面高度，南支西风消失,印度北部上空出现绕季风低压旋转的东风.

(3) 东亚大槽显著削弱，鄂霍次克海地区经常出现高压脊。在短波活动的春季连阴雨时期,东亚大槽还有一定的强度,太平洋高压北伸的脊多半在堪察加半岛的东南方.

(4) 西伯利亚地区的西风扰动减弱。由阿拉伯半岛伸向我国西北的暖高压脊逐步加强，并比较稳定，经常呈一系列的暖高压中心。我国预报员所称的青藏高压是其中之一.春季短波活动的江南连阴雨时期,也有这种高压脊,但强度较弱,并且较不稳定.

切变线和涡活动的梅雨时期与春季短波活动的连阴雨时期的地面图形势也有类似的不同点,即太平洋高压的北移和西伸，印度低压的加强和扩张，亚洲东北沿岸低压的削弱和移向西北,以及亚洲大陆冷高压的削弱等.

所有这些高空和地面形势场的变化特征,其本质是由于冬夏季节转移,高纬度太阳辐射加强,高纬大陆已逐渐失去其大气冷源的作用,低纬大陆已转变为大气的热源。这使冬季绕极地和大陆的西风逐步收缩并削弱，高低纬度间的冷暖空气交换的扰动也削弱和北移.

第二节　切变线和涡活动时的天气

前面已提到切变线和涡在各个季节和各个地方都可以出现，但是在我国最稳定最典型、对天气影响最大的是江淮切变线和涡及其所产生的梅雨天气。上一章简短地讨论了500毫巴等压面和地面形势场。下面将利用上节同一实例讨论当切变线和涡活动时，我国天气的具体情况.

图12·3是导致1970年6月下旬前后约15天江淮流域连续降水的切变线的发展演变综合动态图。1970年6月7日500毫巴等压面上新地岛地区的一个北支西风短波槽逐步发展，到12日成为近于横贯整个西风带、由极区到伊朗高原的南北向大槽。13日起大槽分裂为三段：北段沿北支西风东移,16日在鄂霍次克海以北的高压北移消失;南段沿南支西风绕青藏高原南沿东移，逐步合并到印度季风低压中；中段沿中支西风以1天约10—15个经度的速度东移，15日到达蒙古人民共和国和我国新疆地区，我国西北有大面积小雨。17日到达华北地区，华北、华中有大面积小雨。槽线自17日开始逐步转为东

北—西南向. 18日到达河北、晋陕地区，淮河流域有大面积降水，并有中雨和大雨中心. 19日到达由朝鲜至我国淮河一带，长江流域开始大面积降水，有中雨和大雨中心. 19日后短波槽北段按一般的短波波速东移，而短波槽的南段移动缓慢. 21日短波槽的北段与其余部分分裂，22日原短波槽的中段又与南段分裂. 22日西面另有一短波槽移到华北上空，与上述短波槽南段合并，所以槽线在22—23日间有稍稍后移的现象，22日降水区南移到东南沿海和西南山地，23日又回到长江沿岸. 自19日起，短波槽南段就徘徊于江淮之间，呈近于东西向的横槽，并且很狭窄，实际上就是切变线.

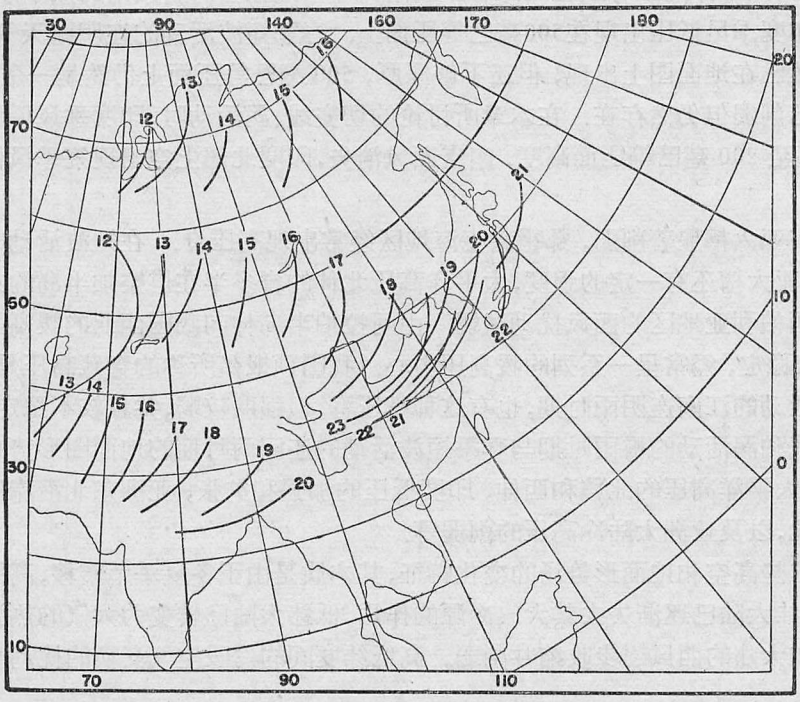


图12·3 1970年6月中旬500毫巴等压面上中支西风短波槽东移并演变为切变线的综合动态图

由于中支西风上有频繁的短波槽东移，切变线后的冷空气得到新来冷空气的补充，不因下沉与加热而消失. 同时，由于季节的限制，短波槽与新来的冷空气不够强大，足以扩张到华南，这使6月19日后到7月初高空切变线徘徊于江淮地区，地面静止锋徘徊于南岭、长江之间，造成了长江流域近于连续性降水，也就是梅雨天气.

这次降水后，雨区北移到华北. 7月7日到20日又有一次类似的江淮切变线降水过程.

图12·4是1970年7月21日08时亚洲及西太平洋地区700毫巴等压面上的温度场和流场. 由我国东北及日本海地区伸向我国西南地区的冷舌和冷暖气流，在我国长江流域到日本九州岛间的切变线是很清楚的.

图12·5是1970年7月到21日08时前24小时的全国降水量分布图. 长江地区以及西南一带的降水是上面所讨论的高空切变线和地面准静止锋的降水. 青海的降水是当地高空小型冷性气旋式涡旋造成的. 拉萨地区的降水是印度季风低压导致的.

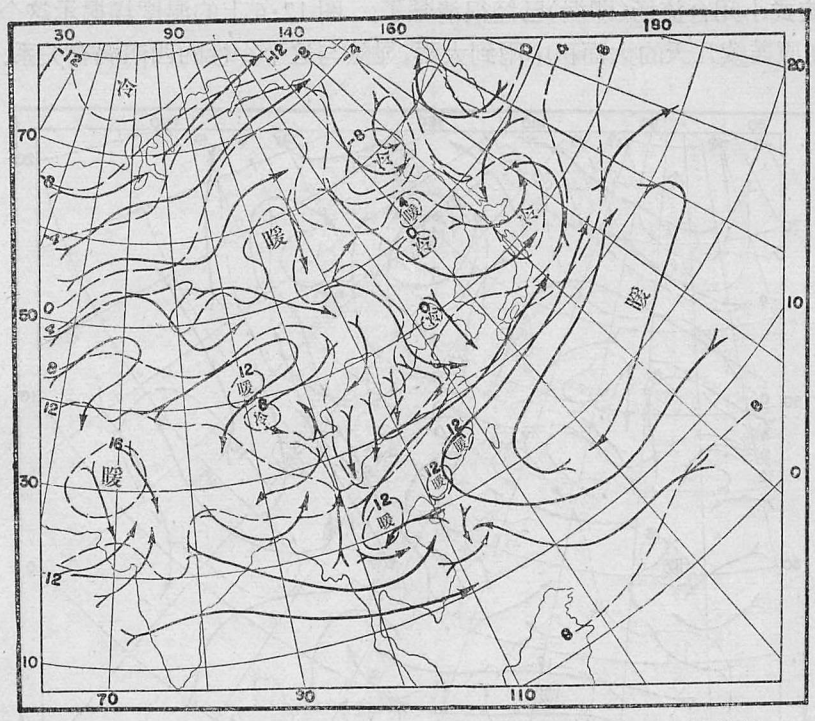


图 12·4　1970 年 7 月 21 日 08 时 700 毫巴等压面上的温度场和流场

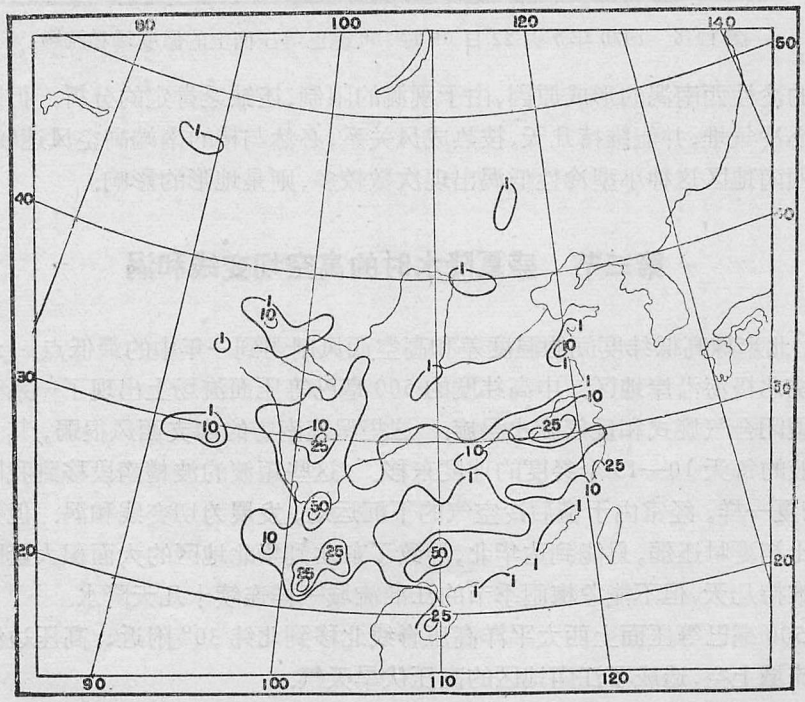


图 12·5　1970 年 7 月 20 日 08 时到 21 日 08 时的 24 小时降水量图

在图 12·4 上我国西南地区的涡还不十分明确. 24 小时后的 700 毫巴等压面图上(图 12·6), 气旋式小闭合流场(即涡)已经很清楚了. 图 12·6 上的温度场揭示这个涡是冷性的. 云贵高原连续几天的大面积中雨到大雨, 显然与这个冷性的西南涡有关系.

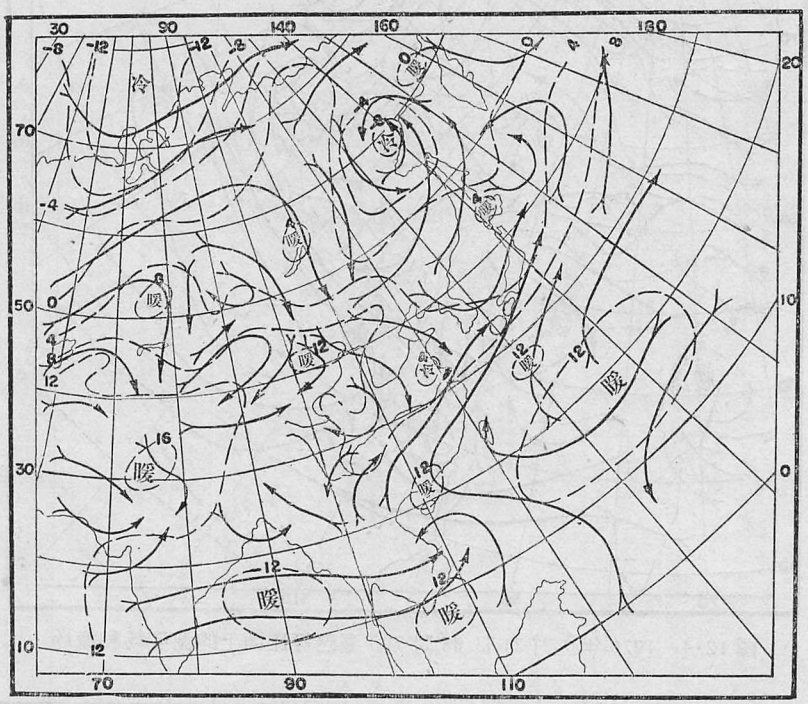


图 12·6　1970 年 7 月 22 日 08 时 700 毫巴等压面上的温度场和流场

小型的冷性西南涡的形成原因, 由于观测的限制, 还缺乏肯定的分析. 但既是冷槽南端残存的小冷气堆, 并能维持几天, 按热成风关系, 必然与槽的南端高空风速较大有关系. 至于我国西南地区这种小型冷性低涡出现次数较多, 则是地形的影响.

第三节　盛夏降水时的高空切变线和涡

盛夏, 北半球高低纬度间的温度差和高空西风削弱到一年中的最低点. 北支西风基本上只环绕北极海沿岸地区. 中高纬度的 500 毫巴等压面流场上出现了一系列的移动性大型和中型闭合气旋式和反气旋式涡旋. 这些涡旋南方的中支西风很弱, 其上有微弱的短波按一般的每天 10—15 个经度的速度东移. 这些短波的波槽南段移到我国地区上空时, 如同初夏一样, 经常由于槽后冷空气的下沉运动, 发展为切变线和涡. 但是这时冷空气的强度比初夏时还弱, 只能到达华北, 导致了东北到华北地区的大面积大量降水. 这种降水也能维持几天, 但不能象梅雨季节的江淮流域一样连续十几天降水.

这时 500 毫巴等压面上西太平洋高压脊线北移到北纬 30° 附近, 高压边缘扩张到华南和江淮流域上空, 造成了江南地区的高压伏旱天气.

印度低压扩张到中南半岛和我国西南上空, 印度低压和西太平洋高压间的西南偏南风, 给我国地区带来了丰沛的水汽, 为我国大面积降水提供了条件.

一些小型气旋式涡旋也常由印度低压东边的西南风和太平洋高压西南边的东南风带入我国西南地区，在西南山地形成大面积降水．这种涡旋是暖性的，也同样被称为西南涡．

图 12·7 是 1970 年 7 月 29 日 08 时的 500 毫巴等压面图．它是由东北到西南大面积降水具有一定代表性的情况．

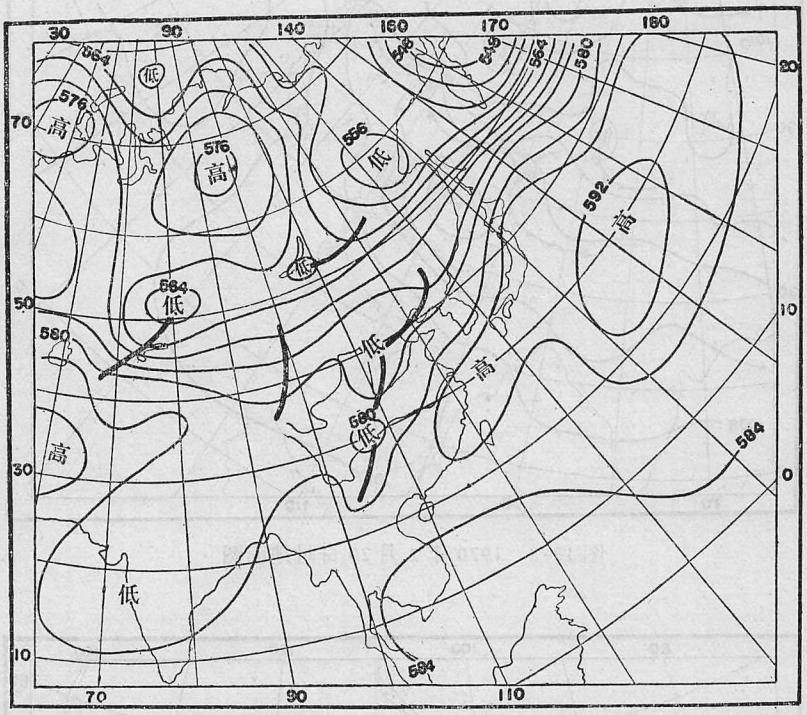


图 12·7　1970 年 7 月 29 日 08 时 500 毫巴等压面图

图 12·8 是相应的地面图．地面图上的气压场很弱，锋也很弱．

图 12·9 是 1970 年 7 月 28 日 08 时到 29 日 08 时的我国地区降水量分布图．由东北到西南是一个斜的大降水带，东北、华北和西南各有一个雨区．这与高空流场和地面锋的位置都是很配合的．

分析图 12·10 中的流场可以看出，由东北到西南的一长条切变线上有三个涡旋．第一个在东北地区，是一个极锋气旋，有明确的冷锋式和暖锋式切变．图 12·9 中辽宁和吉林两省的降水是暖锋降水，内蒙和黑龙江的降水是冷锋降水．第二个涡旋在黄河中下游地区，就温度场分析，这是一个小冷涡．还可以在 700 毫巴等压面上小冷涡的东南方分析出微弱的冷锋和暖锋式切变，在地面图上分析出微弱的锋．山东和苏北地区的降水是暖锋降水，河南地区的降水是冷锋降水．第三个涡旋在川黔地区，由 700 毫巴等压面图上的温度场和这个小涡旋的历史演变，可以断定这是由西南方移来的小暖涡，但受到了华北地区小冷涡后部下沉的很薄的冷空气的影响．这个地区的降水是暖涡、冷锋和山地的共同影响所形成的．

各种形式的高中纬度和低纬度天气系统的相互影响是经常出现的，最明显的例子是台风北移到中纬度后，由于极锋的侵入而转向并演变为极锋气旋，在这种情况下可以产生

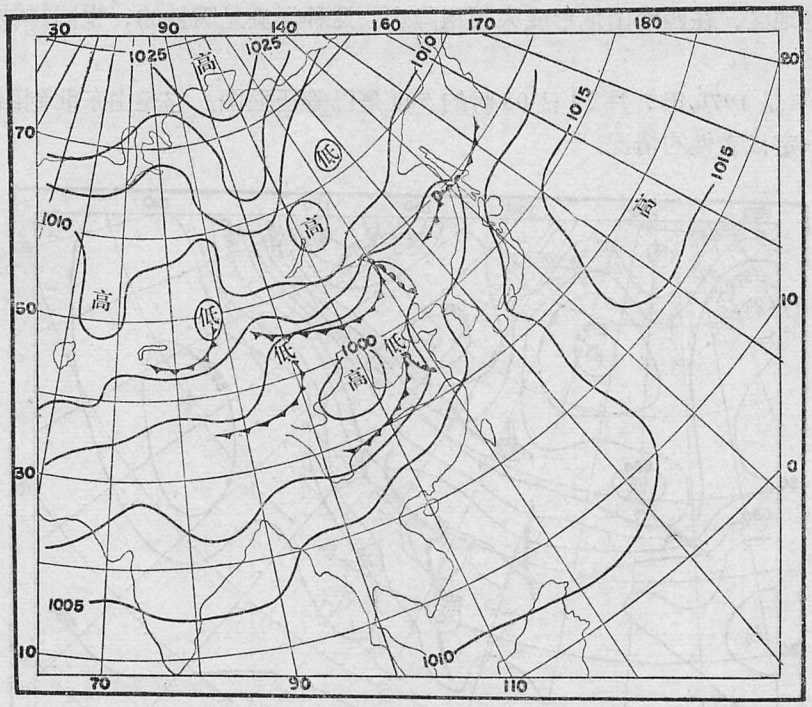


图 12·8　1970 年 7 月 29 日时地面图

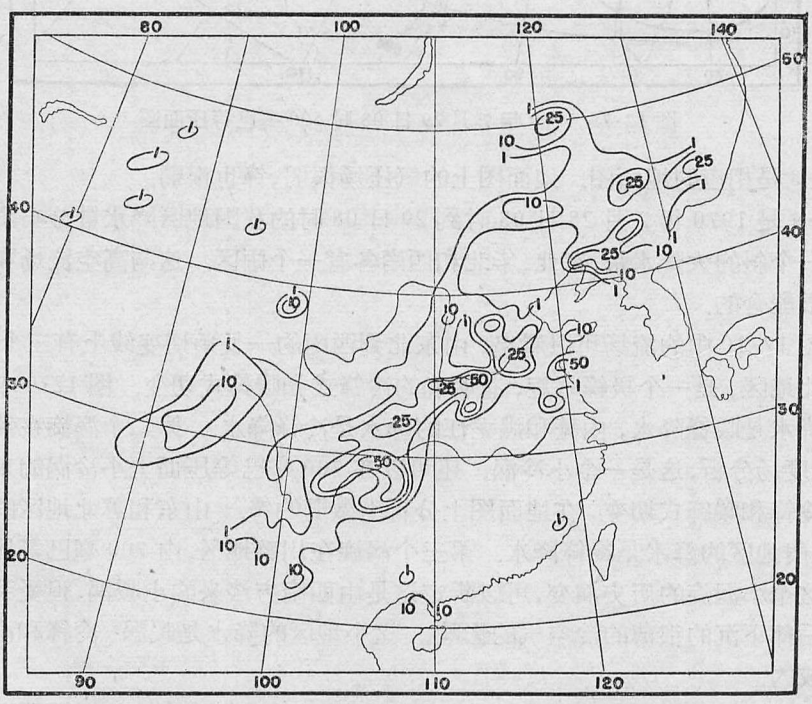


图 12·9　197 0年 7 月 28 日 08 时到 29 日 08 时的 24 小时降水量图

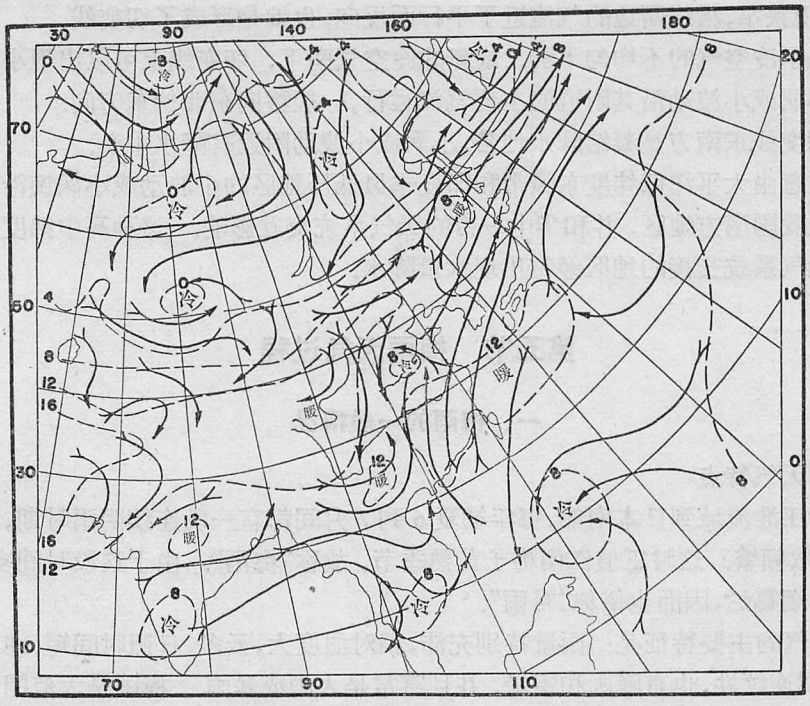


图 12·10　1970 年 7 月 29 日 08 时 700 毫巴等压面上的温度场和流场

大面积降水. 我们这里看到的小型暖性涡旋和微弱冷锋在我国西南地区的交互影响，也是同一性质的，只是强度弱，降水范围小而已. 这种比较微弱系统间的交互影响，是应当进一步研究的.

第四节　切变线、涡及其有关天气的预报

根据上面几节的讨论可以看出，切变线和涡，实质上是由短波发展出来的，是一种波槽狭窄的短波. 槽的南段冷空气弱，下沉和转向，冷暖气流近于平行而反向，形成了切变线. 切变线两边的气流近于与切变线平行，切变线的移动是缓慢的. 切变线的北段还带有短波槽性质，东移较快. 切变线因而常呈东北—西南走向. 切变线西北方的冷空气中的下沉运动经常是不均匀的，后面的短波槽又常追上切变线，所以切变线也常不均匀，常出现小冷涡和小波动. 切变线是冷暖气流间的辐合上升地带，是凝结降水地带. 切变线上的小涡和小波动是辐合较强、降水较大的地区，降水中心就在这些地区.

切变线和涡最常出现在初夏和盛夏. 这时，高中纬度的天气系统如西风短波、切变线和涡等经常经过华北由西向东运动. 低纬度系统如东风带和印度季风低压边沿上的小波动又常进入华南. 应当注意高中纬度和低纬度系统在华中地区的交互影响.

由此，预报切变线和涡及其有关天气时应当注意下面几点：

（1）中支西风虽然削弱但仍然存在，其上有短波以每日约 10—15 个经度的速度东移.

（2）短波槽移到华北地区后，槽的南段移动慢，槽线呈东北—西南走向. 槽的南段冷

空气弱，槽很狭窄，槽线两边的气流近于平行而反向，也就是形成了切变线.

（3）由于冷空气的不均匀下沉，或新的冷空气南下，切变线上可以出现小涡或小波动. 这些小涡或小波动沿其附近的主要气流运行，一般移向东北偏东方向.

（4）切变线东南方是凝结降水地带，小涡或小波动附近有降水中心.

（5）注意由太平洋低纬度东风带和印度季风低压地区的小波动或小涡旋沿东南风或西南风进入我国南方地区，并和华中一带的天气系统交互影响. 这种高中纬度天气系统和低纬度天气系统交接的地区经常出现大量降水.

第五节　梅雨天气过程

一、梅雨的一般情况

1. 梅雨天气特点

从我国江淮流域到日本南部，每年初夏6到7月间都有一段连续阴雨时期，降水量较大，降水次数频繁. 这时正值江南梅子黄熟季节，故称“梅雨”. 由于这段时间多雨阴湿，物体极易获潮霉烂，因而也俗称“霉雨”.

梅雨天气的主要特征是：雨量特别充沛，相对湿度大，云多，日照时间短，地面风力较小，降水多属连续性，也有降雨和雷暴，并且常常是大雨或暴雨. 梅雨是大范围大型降水过程，而不是局部的小范围天气现象. 我国梅雨主要发生在湖北宜昌以东，北纬26°—34°间的江淮流域地区. 梅雨结束后，雨带移到黄河，长江流域的降水量显著减少，相对湿度降低，晴天增多，温度升高，天气酷热，进入盛夏时期.

梅雨期间由于雨量集中，容易造成内涝和水灾. 1931，1954和1969年是比较突出的例子. 这些年份梅雨期间降水总量约相当于常年年总雨量的二分之一. 当然降水总量的多少和梅雨期长短以及梅雨期间每次降水过程降水的多少有直接关系. 另外，在有些年份，在应当出现梅雨的时期不仅没有持续的大雨和暴雨，而且降水不多或者很少，即所谓“少梅”或“空梅”，出现干旱现象. 1934，1958和1965年是“空梅”突出的年份. 梅雨期间多雨或缺雨以及降水量大小，直接与夏收、夏种等各项农业活动，国民经济以及国防建设有着密切的关系. 因此梅雨期的长短（包括梅雨开始和结束日期）及其降水量的预报是天气预报中的一个重要方面.

2. 梅雨期的划定

一般认为6月中旬入梅（或称立梅），7月上旬出梅（或称断梅），这是指多年平均情况. 每年的梅雨期开始和结束日期并不一致，早晚可相差很多. 因此需要有一个“标准”（或指标）来确定梅雨开始和结束的日期，即所谓梅雨期的划定问题.

冬季结束后，冷空气强度削弱并北退，低纬度的暖空气相应北进，在天气系统上表现为副热带高压及其北侧的西风带逐渐北移. 因此，地面上冷暖空气交汇地带（即极锋）以及其降水带也随之北移. 冬季太平洋副热带高压脊线在北纬20°以南，我国雨带位于华南沿海一带. 春季，太平洋副热带高压脊线的位置变化还不明显，但冷空气的厚度降低，极锋坡度减小，雨带中心线北移到长江南岭间，形成我国长江中下游江南的春季连阴雨天气（或称春雨）. 初夏（6月中旬前后），太平洋高压脊线北移到北纬20°—25°，雨带中心线北移到江淮流域形成了江淮梅雨天气. 7月上旬后，太平洋高压及其北侧的西风带进

一步北移，脊线多出现在北纬26°—30°附近，雨带中心线北进到黄淮流域，长江中下游出梅，出现副热带高压下的干旱天气，进入了盛夏时期.

春雨和梅雨的不同主要在于温度. 长江中下游春雨时期，太平洋高压脊线位于北纬20°以南的同时，地面极锋多在南岭一带或更偏南，长江中下游尚在春季移动性冷高压控制之下，天气阴冷. 而当梅雨时期，太平洋高压脊线北移到北纬20°以北的同时，地面极锋也由南岭北移到长江一带. 长江流域的静止锋上多低压活动，气温较高，天气闷热. 以上海的地面单站要素为例，春雨期候平均气压 $\overline{P} \geqslant 1010$ 毫巴，候平均气温 $\overline{T} \leqslant 19$℃；梅雨期则 $\overline{P} < 1010$ 毫巴，$\overline{T} > 19$℃. 以福州为例，春雨期 $\overline{T} < 25$℃，梅雨期 $\overline{T} \geqslant 25$℃. 此外，长江中下游出梅后，上海候平均气温 $\overline{T} \geqslant 25$℃.

根据上述情况，可以得出划定长江中下游梅雨期的一个标准，如表12·1所示. 用这个标准对近八十年来(1885—1963年)的梅雨期作了划分，其结果为：梅雨期可以出现在5—7月的各个时段，但在6月14日—7月3日之间出现梅雨的可能性超过50%. 6月7日前或7月14日后，梅雨出现的可能性都不到25%. 各年梅雨期出现时间相差很大，最长的可以持续到7月底，也有少数年份梅雨仅出现于5月. 因此长江中下游可以出现两类梅雨：一是“正常梅雨”，即通常所称的梅雨，出现在6月中上旬到7月上旬. 另一类是“早梅雨”，多出现在“正常梅雨”之前，即5月中旬到5月底.

根据上述标准划定八十年的情况，得到正常梅雨开始的日期50%集中于6月6—15日这10天内，另有24%出现于6月20日以后. 最早入梅(1896年5月26日)和最晚入梅(1947年7月4日)相差40天. 一般说来入梅早者梅雨期偏长，反之则短. 正常梅雨的结束日期最多出现在7月6—10日，其次是6月下旬，再次是7月下旬. 最早出梅在6月中旬(1961, 1925, 1917年等)，最晚出梅则在7月底—8月初(1954, 1931, 1896年等)，二者相差可达一个半月. 正常梅雨期的长度平均为20天(不计中间的非雨期日数，如计中间非雨期日数则为24天)，最长的为60天(1896)和50天(1954). 而有些年份(1893, 1898, 1902, 1904, 1925, 1934, 1958和1965年)则划分不出梅雨期(空梅，即雨带从长江以南一直跳到黄淮流域). 正常梅雨期内，长江中下游5站(上海、南京、芜湖、九江、汉口)平均总降水量为1236毫米，约为该5站6, 7两月总降水量的70%. 一般说来，梅雨期长者，梅雨期内降水量也大，反之亦然. 例如1954年雨带持久稳定于长江流域，其降水量为常年的3倍，是一极端反常的现象. 而1955, 1957和1962年的梅雨，无论从其持续长度或降水量来看，都属于正常类型. 由这3年雨带演变来看，从入梅到出梅，雨带可以在长江南北有一定程度的摆动，或在3—5天内长江可基本无雨，而这正是梅雨在大多数年份出现的特征.

关于“早梅雨”的问题，以1954年为例说明其特点. 该年5月上旬我国东部的极锋尚位于北纬25°以南，到5月中旬，极锋突然跳到北纬28°，雨带轴线亦由南岭北跃到北纬31°，并维持10天之久，长江中下游出现了梅雨特征. 但是到3月底，极锋和雨带又南退，早梅雨结束. 直至6月第3候，极锋和雨带才再度北上，并稳定于长江流域. 东经110°—125°内的太平洋高压脊线也有相应的北跃—南退—再北跃的过程. 这样1954年的梅雨期可以分为二段：一是5月16日到5月25日，二是6月12日到7月31日，前一段即为早梅雨过程. 早梅雨出现时的指标和表12·1给出的完全一致. 1964和1965年5月中、上旬也出现了类似的早梅雨天气过程. 根据资料统计，早梅雨平均开始日期为5月15日

(比正常梅雨提前一个月),平均长度为 14 天.

由此,从春到夏长江中下游可分出三个持续降水时期: (i)春雨, (ii)早梅雨, (iii)(正常)梅雨. 但是在早梅雨期中,雨带、极锋、副热带高压北跃都不稳定, 这类梅雨期结束后,它们都一致南退. 以下的讨论,除特别指明者外,都是指正常梅雨而言的.

表 12·1 确定梅雨的标准

(1) 降水指标	长江中下游出现 6 天以上的雨期
(2) 高空指标	副热带高压脊线(东经 110—125°) 位置 $\begin{cases}\leqslant \text{北纬 } 25^\circ \\ \geqslant \text{北纬 } 20^\circ\end{cases}$
(3) 地面指标	上海各候 $\bar{P}<1010$毫巴, $\bar{T}>19$℃ 福州各候 $\bar{T}\geqslant 25$℃ 雨期结束后, 持续 2 候上海 $\bar{T}\geqslant 25$℃,出梅入夏
(4) 参考指标	(a) 长江中下游出现雨期时, 雨带轴线在北纬 28° 以北 (b) 极锋稳定于北纬27°—33°之间

划定梅雨期还可以有其他的标准. 例如上海气象台取如下标准划定东经 115° 以东(北纬 28°—33°) 长江中下游地区的梅雨期. 即在 6—7 月间, 大陆上主要雨带有一次明显的北跳, 进入本区并稳定下来. 同时在南岭以南地区不容易出现每天 25 毫米以上的持续性降水, 是梅雨期的开始. 以后主要雨带向北移出本区, 本区不再出现每天 25 毫米以上的持续性降水, 是梅雨期的结束. 在梅雨期内, 雨带停留的时间要超出 7 天以上,有时雨带可南退或北进移出本区,但不超过 3 天又在本区出现雨带. 据此划定了 1954—1962 年中各年的梅雨期,如表 12·2 所示.

表 12·2 1954—1962 年长江中下游梅雨期

年 份	入梅日期	持续日数	出梅日期
1954	6 月 12 日	49	7 月 30 日
1955	6 月 17 日	21	7 月 7 日
1956	6 月 3 日	47	7 月 19 日
1957	6 月 29 日	11	7 月 9 日
1958	〈长江中下游梅雨不明显〉		
1959	6 月 27 日	11	7 月 7 日
1960	6 月 18 日	12	6 月 29 日
1961	6 月 6 日	11	6 月 16 日
1962*	6 月 16 日	23	7 月 8 日

* 1962 年 6 月 15—30 日长江流域雨带不够稳定.

从表 12·2 可见,入梅最早在 6 月 3 日, 最晚在 6 月 29 日, 相差近一个月. 出梅最早在 6 月 16 日, 最晚在 7 月 30 日, 相差一个半月. 梅雨持续日数最长 49 天, 最短 11 天. 1958 年, 雨带仅在 6 月底在长江下游停留了二、三天, 7 月初即迅速推移到淮河以北地区. 该年长江中下游梅雨不显著. 以这个标准划定的结果和上面讨论的标准划定的结果基本相同.

二、梅雨的环流形势

1. 梅雨期开始时东亚环流形势的变化

入梅以前,东亚高空有两支西风急流, 南支绕过青藏高原南缘, 北支在高原以北. 有两支西风与两支急流相对应, 反映在地面上有两个锋带: 一在华南, 一在北纬 40° 附近

(图 12·11). 此时江淮流域正介于两支急流之间，地面上一般都在反气旋控制之下，虽有锋面和气旋经过本区，然而为时很短. 入梅以前江淮流域气候上常有一段干旱时期，但梅雨期开始前后即有明显的转变.

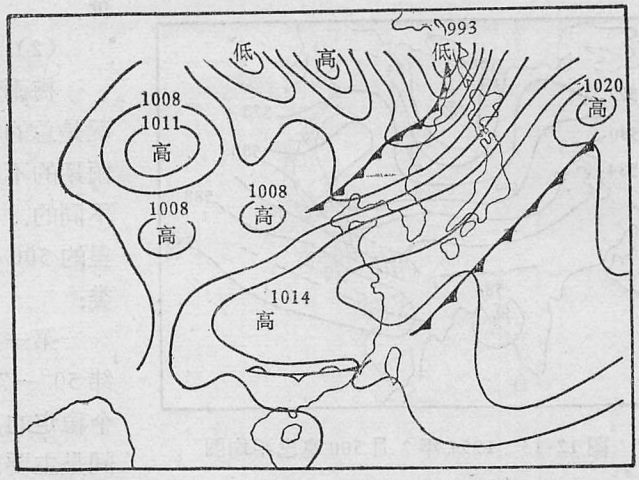


图 12·11　1956 年 5 月 27 日 14 时地面图

梅雨开始时环流形势呈现出显著的变换. 青藏高原南缘的南支急流消失. 在青藏高原上空，原来盛行西风气流，此时副热带高压开始建立. 高原以北的急流仍然存在. 这支急流在整个梅雨期内一直稳定在我国东部和日本列岛上空. 随着高原上副热带高压的建立，高原南部由盛行西风转成了东风，在亚洲南部上空可能出现一支热带东风急流. 印度上空流型转变为低压，印度的"西南季风"开始爆发. 在我国东部大陆上空不如上游高原地区变化激烈，主要表现为西风带变弱北移，太平洋高压脊线北移到北纬 22° 附近. 原在华南的地面准静止锋也相应地北移到我国江淮流域和日本列岛.

梅雨开始时，欧亚中高纬度大规模环流也有相应的明显转变. 梅雨期前 5 月份里，乌拉尔地区附近有高压脊，而亚洲和欧洲沿海都有低压槽. 梅雨开始时西风带槽脊的位置和强度出现一时的"凌乱"状态. 但过后不久就出现较稳定的梅雨期的长波型.

2. 梅雨期的环流形势特征

(1) 梅雨和"早梅雨"环流形势的差异

梅雨开始后，中高纬度的西风环流出现如下的基本状态：东亚东经 130°—150° 范围内出现鄂霍次克海高压，是阻塞高压性质，其两侧东经 100° 和 170° 附近各有一个准定常低压. 乌拉尔地区也有一个阻塞高压. 阿尔泰山西侧巴尔喀什湖附近和我国东北上空各有一个定常低压.

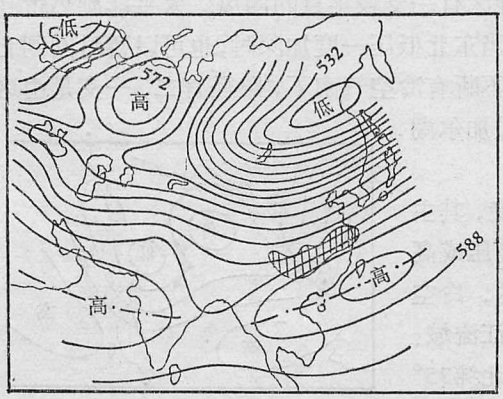


图 12·12　1954 年 5 月 16 日到 20 日 500 毫巴平均图
(虚线为副热带高压脊线，阴影区为雨区)

梅雨和早梅雨在环流形势上有很大的差异. 以 1954 年为例说明这个问题. 图 12·12，12·13 分别给出了 1954 年早梅雨期和梅雨期的 500 毫巴平均图. 图上除了西太平洋副热带高压位置基本相似外，其他地区的形势很不相同. 图 12·12 上高原南侧的西风尚未北撤，印度的西南季风并未建立. 而在图 12·13 上，南支西风已北撤到青藏高原以北，印度西南季风盛行. 图 12·12 中东亚高纬地区尚为横槽控制，而在图 12·13 上鄂霍次克海高压已稳定地建

立. 可见早梅雨主要是由于西太平洋副热带高压的异常突进，雨带和极锋在5月份反常北进到我国长江中下游，而中高纬度西风带以及印度、缅甸上空的形势尚具有春季环流特征.

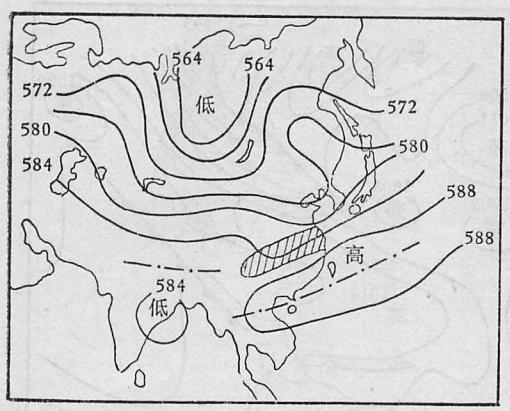


图 12·13　1954 年 7 月 500 毫巴平均图

(2) 梅雨期 500 毫巴环流类型

梅雨期高空形势是较稳定的，上述情况是总的特征，但具体到每一年或同一梅雨期的不同阶段，高空环流形势还是有所不同的. 1954 到 1962 年梅雨期欧亚范围里的 500 毫巴环流形势，可以分为如下三类:

第一类(图 12·14)的主要特征是在北纬 50°—70° 是阻塞高压活动地区，常有三个稳定的高压或高压脊. 在北纬35°—45° 间是主要西风带，其上不断有短波槽东移，但不发展. 西太平洋副热带高压脊线一般在北纬 22° 附近摆动，当东北低压一度加深时，可暂时退到北纬 15° 附近. 冷空气路径有两支，一支从巴尔喀什湖冷槽分裂出来，随短波槽东移，经我国新疆和河西走廊南下；另一支从贝加尔湖南下.

第二类(图 12·15)的主要特征是在北纬 50°—70°，常有东西两个稳定的阻塞高压，二

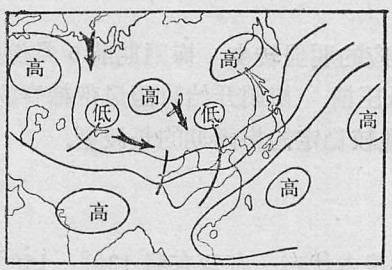


图 12·14　第一类梅雨时期 500 毫巴形势示意图
(箭头表示冷空气活动路径)

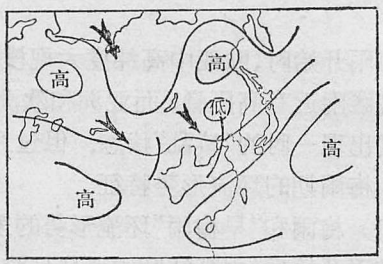


图 12·15　第二类梅雨时期 500 毫巴形势示意图

者之间是一个宽广的低压槽，北纬 35°—45° 地区有一支较平直的西风. 太平洋副热带高压脊线在 22°—23°，有时可到北纬 25° 附近，当东北低压一度加深时，也可以暂时回到北纬 20° 以南. 在贝加尔湖西侧的大低压槽里，不断有冷空气南下，路径有二，一支是由这个槽的底部经我国河西走廊南下，另一支由贝加尔湖南下.

第三类(图 12·16)梅雨出现时间一般较晚，其主要特征是：贝加尔湖的西北方常有一稳定的高压或高压脊，我国东北低压槽的南段可伸到江淮地区，冷空气从贝加尔湖沿东北低压的西侧南下，到达长江流域. 但由于我国沿海副热带高压脊偏北，大多数在北纬25° 附近摆动，雨带仍维持在江淮流域.

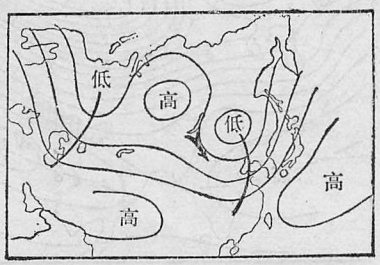


图 12·16　第三类梅雨时期 500 毫巴形势示意图

(3) 几个问题的讨论

(i) 鄂霍次克海高压的作用

鄂霍次克海高压是梅雨期亚洲东岸高纬度上空持久性的阻塞高压，对梅雨天气过程影响很大．主要影响如下：

第一，由于它稳定少变，它的上游东亚上空环流形势变化不大，致使梅雨天气过程稳定，持续时间较长．一般说来，它有 7 天左右的近似周期性振动，相应梅雨期中的天气过程也有 7 天左右的近似周期性交替．

第二，它对西风带有分支作用，一支围绕它的北边缘(大约在北纬 70°)，另一支在它的南方．对应南支，地面有梅雨锋系．另在南支上，不断有小槽由西向东传播，引导北方大槽中的冷空气南下，和南方暖空气交汇于江淮地区．

第三，配合高空阻塞高压，在地面上对应的是一半永久性的冷性高压，这个地面高压一方面是日本海和日本境内锋系的冷空气源地，同时对我国境内梅雨锋上的气旋的东移发展起着阻塞作用．

第四，在阻塞高压的西南方和东南方经常有冷涡切断下来，这些冷涡更加助长了准静止锋系的降水强度．西部的冷涡，对我国降水的影响更大．

(ii) 冷空气的来源和作用

对我国说来，凡有明显的大规模梅雨天气的冷空气都是变性极地大陆气团．它南下的频率和强度直接影响梅雨期的雨量多寡．冷空气主要来自我国西北方．夏季冷空气的南侵，在地面上并不一定有显著的冷高压和冷锋南下，而往往是自冷高压或冷高压脊中分裂出一团具有 2000—3000 米厚度的、移行缓慢的小冷堆（变性小冷高压）以及一条弱冷锋南下，一般通过24小时变温场和变压场的分析才能察觉．

在我国南方已经具备了暖湿空气的情况下，冷空气是造成梅雨天气的必要条件．它的强弱对降水带的位置有很大的影响．它对暖湿空气的辐合抬升作用，使对流性不稳定性得以实现而产生大雨或暴雨．另外，梅雨过程中高空冷槽以及与之相联系的高空锋区和急流是对流层中下层产生强烈辐合上升运动以及严重对流性天气的必要高空条件．

(iii) 水汽的来源和输送问题

在梅雨期形成大雨或暴雨的水汽来源和输送问题目前还没有定论．有人认为水汽主要来自西南方，即印度洋和孟加拉湾，也有人认为来自南海．根据 1956 年个例计算得知，梅雨期长江中下游以南，水汽输送在 400 毫巴以下大都来自西南方，而且主要的水汽输送出现在 700 毫巴以下，850 毫巴上具有输送最大值．若追溯其源地，却来自南海，且发现 850 毫巴上最大风速轴(低空急流)几乎与湿舌轴是重合一致的．此外，梅雨期高空形势特点是：印度半岛及孟加拉湾为一低压区，而在菲律宾附近海面为一高压区，在这种形势下，水汽可以从南海向北输送．

(iv) 副热带高压的作用

副热带高压的作用详见第十三章．梅雨期间，太平洋高压西南气流可以输送大量的暖湿空气，同时高压脊线位置的变更主要地决定着降雨带的位置变更．

(v) 直接影响梅雨的天气系统

造成梅雨降水的天气系统主要是 700 或 850 毫巴上的江淮切变线及其上的低涡，在地面图上表现为静止锋和气旋波．这方面前面已有讨论，这里从略．

3. 梅雨期结束时东亚环流形势的变化

前面已经提到，梅雨期开始后东亚上空有两支急流，一支在青藏高原以北的中纬度上空，另一支在北纬 70° 附近．梅雨期结束后南面那支急流逐渐向北移动，而北面那支便不清楚了．与此同时，西风带上的长波系统也发生一次明显的变化，主要是原来的鄂霍次克海阻塞高压逐渐消失，东经 150° 附近重新出现低槽．即使阻塞高压不破坏，它的位置也要比原来的位置偏西．同时西风带明显地北移，波长减短，振幅变小，波动数目加多，此时北方冷空气只能影响我国偏北、偏西的地区．太平洋高压脊的变化也是明显的．梅雨结束时，太平洋高压脊线由北纬 25° 北移到 30° 附近，以后就稳定在江淮流域，使该地的闷热天气转为盛夏的酷热天气．与此同时，主要锋区伴随着高空急流的改变而北移到东北、华北一带，北方的雨季开始．

4. “稳定梅雨”、“不稳定梅雨”和“空梅”的差异

梅雨期内降水特点的实际情况有三：一是降水在一区域里特别集中，常酿成水灾；二是系统变化快，雨区范围变动大；三是整个梅雨期内没有什么明显的梅雨出现．这三种情况分别和一定环流形势相对应．其中一是对应稳定持久的典型梅雨形势，可称为“稳定梅雨”，二是对应一种不稳定的形势，可称为“不稳定梅雨”，三是对应“空梅”的形势．其中第一和第三种是极端情况，而第二种则为一般常见的情况．

“稳定梅雨”和“不稳定梅雨”的高空环流形势大同小异，其主要差异为：当“稳定梅雨”形势出现时，乌拉尔和鄂霍次克海上空分别有阻塞高压，因此形势稳定．北方低压槽向东移到我国东北时，常要减速静止下来．由于梅雨锋系南方的副热带高压和北方的极地冷空气都比较强，高空形势又较稳定，所以江淮一带出现持久的暴雨．而“不稳定梅雨”形势却没有阻塞高压的存在，北方低压槽和高压脊相间地东移．在地面上虽然有时也有静止锋一度维持，但时间不长，到冷高压出海后，华北和黄海一带出现高空暖平流时，静止锋也逐渐减弱消失了．待第二次高空低压槽东移，重新有冷空气南下时，才有一个同样的天气过程重复出现．其中时间间隔较长，即使有暴雨，严重性也较弱．

“空梅”形势和上面两种情况截然不同．这种形势中的西风带高压比另两种情况中显著偏东，一个大范围的高压脊控制着我国西半部，亚洲大陆的东海岸是低压区，太平洋高压中心远在东经 160° 或更东的地方．我国上空盛行西北气流或平直西风．地面冷锋南下到江淮后就减弱消失．江淮地区不象另两种情况那样经常有锋面和气旋波活动，而代之以小型高压．冷锋向东南方向运行较快，锋后雨区不大，虽然有时也有局部暴雨出现，但为时不长，雨量也不太大．

三、梅雨预报问题

梅雨预报一般有入梅、出梅日期的预报以及梅雨期内天气过程和暴雨的预报，其中都有长期、中期和短期预报的问题．关于梅雨预报，我国预报员已积累了不少经验，以下列举一些入梅和出梅预报的思路和指标供参考．

1. 入梅预报思路和指标

(1) 从太平洋副热带高压脊的活动着眼

入梅前冷空气一般是可以南下到江淮流域的．而暖湿空气能否北上到江淮流域，则要考虑太平洋高压脊的位置．当太平洋高压脊北跳到北纬 20° 以后，如有西风槽配合，一般在江淮流域 3 天内即可以入梅．关键是预报太平洋高压脊北跳到北纬 20° 以北的问

题，这可以从下面四个方面来考虑：

第一，太平洋高压中心从东经 140° 以东增强西进到巴士海峡偏东的洋面上，其中心在北纬 22°—27° 之间.

第二，东亚低压槽东移减弱，在我国大陆有西风带高压脊和变性高压（出现正 ΔH_{24} 区）并入太平洋高压中.

第三，入梅前，台湾东南洋面有台风北上，太平洋高压作“恢复性”的西伸北进，强度增加.

第四，太平洋高压西南方，南海或印度支那半岛的低压向西北方移动，太平洋高压脊线北跳到北纬 20° 以北.

（2）从青藏高原和印度地区环流形势着眼

高原上空（东经 80°）有副热带高压脊建立，以及印度的西南季风爆发和我国梅雨日期有密切的关系. 通常我国梅雨开始日期稍晚些，可以晚 1—2 天或 1—2 星期不等，因之可以作为预报时的参考.

另外，入春以后，印度地面低压中心值下降到 1005 毫巴以下时，70—80 天后，我国江淮地区入梅. 这是一个可参考的长期预报指标.

（3）从日本上空急流强度变化着眼

当日本上空急流强度发生剧烈的减弱时，80 天后，太平洋高压脊北跳，江淮地区入梅. 这也是一个可供参考的长期预报指标.

（4）短期预报

梅雨一次过程的开始，一般有一条冷锋从西北南下，到江淮地区成为东西向的准静止锋，700 或 850 毫巴等压面上呈现横槽或东西向切变线. 在大形势特点已经具备的条件下，可以根据冷锋的预报方法，来确定梅雨降水的开始. 此外，梅雨降水开始的时候，往往有西南涡或西北涡随冷槽东移，因此，可以从低涡的预报推断梅雨的出现. 显然，这里所指的不仅适用于入梅，而且还适用梅雨期间一次过程开始的预报.

2. 出梅预报思路和指标

（1）在西太平洋菲律宾以东，关岛以西地区有台风生成发展，向偏北方向移动，太平洋高压断裂分为两个中心. 大陆上副热带高压北移控制淮河以南地区，江淮流域出梅（1950，1953，1955，1962年）. 台风弱或不北移时，太平洋高压不北跳控制江淮流域，江淮不出梅（1954，1967 年）. 此外，如华南有台风登陆，太平洋高压加强西伸北跳，导致江淮地区出梅（1957，1959 年）.

（2）东经 125° 以东的太平洋高压脊线北跳达 4 个纬距时，东经 125° 以西的副热带高压脊线也迅速北跳，江淮地区出梅.

（3）东北低压槽加深后，又转为填塞时，我国东北和东部地区出现大范围的 50—150 位势米的正 ΔH_{24} 时，太平洋高压北移，江淮出梅.

（4）青藏高原副热带高压东移与太平洋高压合并，太平洋高压脊北跳，江淮出梅（1956，1960，1962 年）. 此外，河套附近的西风带暖高压脊东移与太平洋高压脊合并西伸时，江淮出梅（1958，1961 年）.

（5）梅雨后期，如有冷空气侵袭鄂霍次克海和乌拉尔阻塞高压，使之崩溃后再也没有恢复原状的可能性时，鄂霍次克海阻塞高压的残存部分与太平洋高压合并，太平洋高压北

跳，江淮出梅(1962 年).

(6) 梅雨后期，在淮河流域生成的波动如发展加深成为较强的气旋，并经山东移向东北时，冷锋明显南下，梅雨锋系遭到破坏，江淮地区出梅(1962 年). 这种情况是常见的，关键是预报气旋的发展问题. 日本附近冷性高压的动向可作为梅雨锋上气旋发展与否的指标. 日本附近如有冷空气南下，高压中心南移或加强时，长江附近的气旋不能向东北方向移动，只能东移且不发展. 只有当日本附近的高压有东移趋势时，波动才能发展成为气旋. 此外，有新的冷空气补充，有高空槽或涡的东移现象相配合，以及有利的冷暖平流分布，ΔP_3 有明显的表现等，都可供预报气旋发展的参考. 另外，梅雨锋上气旋的发展，也可以作为梅雨期间降水结束天气转晴的一个预报指标.

3. 梅雨期间的预报

进入梅雨期后，主要是中短期预报问题. 预报内容主要是一次次梅雨天气过程的开始、结束和每次过程中的具体天气情况，后者包括晴转阴雨，阴雨转晴以及暴雨预报问题. 关于天气过程及其相联系的一般天气情况转折是和梅雨天气系统（主要有切变线、西南涡、静止锋和气旋波）的生消、发展演变和移动直接有关的. 这方面内容以及暴雨预报问题可参阅有关章节，此处从略. 这里需要指出，梅雨期间一次次天气过程及其相联系的天气情况转折，是与梅雨期大范围环流形势的变化密切相关的，因此，在梅雨期间大形势的预报是重要的.

第十三章　副热带高压

第一节　概　　述

一、一般情况

前面第七章至第十二章讨论了温带中纬度以及中偏高纬和中偏低纬度的天气系统和天气过程．广大的副热带地区主要是经常维持一个高压带，这就是通常所谓的副热带高压．

由于沿纬圈方向的海陆分布，副热带高压并不是沿纬圈呈均匀的连续的带状，而表现由西南到东北与纬圈斜交的高压带，其中为若干具有闭合中心的高压单体．这些高压单体在地面上主要位于海洋上，通常按它们所在的地理位置有所谓太平洋(副热带)高压、大西洋(副热带)高压、印度洋(副热带)高压等．但需指出，北半球夏季在对流层中层除了这些高压单体之外，在北非大陆另有一北非到中亚的(副热带)高压单体出现，对应地面为低压；在对流层顶及平流层底层附近的情况有很大变化：大洋上的高压单体不复存在，高压中心转移至美洲大陆以及亚洲大陆青藏高原上．

副热带高压常年存在，但其强度和位置冬夏不同．就平均情况而言，在北半球，它的强度暖季要比冷季强大得多，其位置在暖季较冷季偏西，而纬度偏高．南半球情况则有很大不同，高压单体强度暖季反较冷季为弱，暖季较冷季虽然纬度也偏高些，但它不是偏西而是偏东一些．另外，副热带高压在高空比地面上表现的更为清楚，因此通常多用高空图(500 毫巴甚或 200,100 毫巴)研究它的活动．

以上所讲是平均情况．每日天气图上在任何一地区中所见到的副热带高压，无论是强度、形状、位置都可有一定的不同．事实上，即使在同一季节同一月份，副热带高压在某一段时间可以增强，或者范围扩大以及向西或向北移动，而在另一段时间可以减弱，或者范围缩小以及向东或向南移动．而且一个高压单体有时分裂为几个闭合中心，有时又发生合并现象，总之逐日变化还是较大的．

副热带高压是较低纬度最重要的大型天气系统，它的活动不但对中低纬天气的发生、发展具有极大的作用，对中高纬度环流的演变也发生很大影响．和西风带的大型扰动一样，它也是整个大气环流的重要角色．影响我国的副热带高压主要有太平洋高压的西部，即所谓的西太平洋高压(脊)以及从属于它的在冬季出现的南海高压，另外还有自中亚伸至我国的青藏高压以及从属于它的在盛夏出现的华北高压．其中最重要的是西太平洋高压(脊)的活动，它对我国天气影响巨大，夏季旱涝与它有直接关系．它是本章讨论的重点．

显然对副热带高压的研究是很重要的，然而由于低纬地区测站稀少，资料缺乏，因之对它的结构与活动规律目前了解的还不够详尽．

二、副热带高压形状及其位置的表示方法

1. 副热带高压的几种形状

根据副热带高压与东西风带系统的配置关系，在高空图上它一般表现为下列四种形状：

（1）当西风大槽位于副热带高压西侧时，其形状如图 13·1(a) 所示，即西部尖而狭，东部宽而圆.

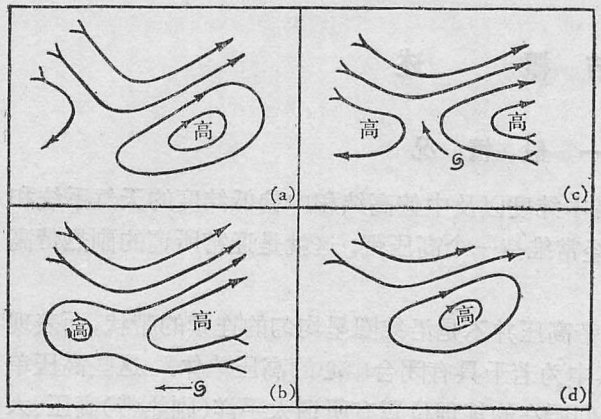


图 13·1　副热带高压的形状

（2）当西风大槽在副热带高压北侧中部时，其形状如图 13·1 (b) 所示，在西部有小反气旋涡旋.

（3）当东风带中的台风转向时，使一个高压单体分成两个中心，如图 13·1(c) 所示.

（4）副热带高压脊线呈西南西—东北东方向，如图 13·1(d) 所示.

2. 副热带高压位置的表示法

为了研究副热带高压的活动规律，我们首先必须确定它的位置. 根据不同的要求可采用下列各种不同的表示方法：

（1）用副热带高压所在地区各站同一等压面的平均高度来表示副热带高压所在位置. 这样就可以表示出它在该地区的活动情况——强弱和进退.

（2）高空东西风零线可认为就是副热带高压脊线. 它可以表示出副热带高压位置和它的长轴方向. 为了表示副热带高压不同时期的平均位置，可以不同时期每天高压脊线所在纬度的平均纬度来表示.

（3）用 500 毫巴上的特征等高线（一般选 5880 位势米线）可表示高压边沿所伸展的范围.

（4）为了研究副热带高压东西进退和雨区分布的关系，还采用高压西侧最大偏南风的全风速轴线来表示副热带高压西部边沿的特征.

三、副热带高压的天气

一般认为副热带高压控制范围内是比较均匀（水平温度梯度很小）的暖气团，其中盛行下沉气流，在对流层中下层具有明显的（下沉）逆温层，因而在副热带高压控制下天气晴朗少云，它在某地区长期维持，可造成该地区的干旱. 根据实际分析可知，在对流层下层（700 毫巴、850 毫巴、海平面）副热带高压区域内，虽然水平温度梯度很小，但高压中心与暖中心并不是重合对称的. 一般说来，在高压脊线西部和北部为暖中心，东部和南部则为相对冷区，也就是说偏西南（或偏西的）气流是暖性的，而偏东北（或偏东）的气流则相对地冷些；这种暖性气流又是潮湿和辐合上升的，相对冷气流又是干燥和下沉辐散的. 副热带高压内的逆温层高度各地不同，东部比西部高度低且明显，逆温层上面为干燥空气，下面为潮湿空气，显然潮湿空气层在副热带高压西部比东部厚. 因此副热带高压东部天气晴朗少云，只有强逆温层之下的晴天积云；而副热带高压西部则云量多天气较坏，甚至可有雷雨出现. 在副热带高压内部（主要是偏西部）的局部地区，在有利条件下（如复杂地形的抬升，强烈的地面辐射加热等）可产生短时间的热雷雨，这是副热带高压内部降水的唯

一形式，而且一般也很少出现在高压中心地区.

需着重指出，副热带高压边缘，特别是它的西部、西北部以及西南部边缘上是严重天气产生的地方. 在西部和西北部边缘是副热带高压与西风带交互作用的地区，有切变线、涡以及锋区和气旋波的活动；在西南部边缘东风气流下，常有台风、热带低压以及东风波等热带天气系统的活动. 在这些地区常常产生大雨甚至暴雨、大风以及强烈雷暴等严重对流性天气现象. 因此当副热带高压维持在某一地区时，在它控制范围内盛行干旱天气，而在它的南北两侧以及西侧则经常为间有暴雨、雷暴的雨带.

以上情况主要是指大洋上的副热带高压(如太平洋高压)，至于内陆副热带高压(如影响我国的青藏高压)在地面上表现为浅薄热低压，天气以干热晴天为主.

第二节　副热带高压的结构

副热带高压的结构是相当复杂的. 如果把它仅仅看成是一个均匀对称、在其中盛行下沉辐散气流的暖性高压就过于简单了. 在大洋上和陆地上副热带高压的水平环流（包括闭合中心高压单体情况)有所不同；另外同一副热带高压，在地面和在高空的情况有很大差异，而且夏季与冬季的空间结构也并不相同.

图 13·2 是副热带高压结构的一个实例，它代表盛夏西太平洋和亚洲大陆东部副热带高压的情况. 由图可知：西太平洋高压在低层海洋上有两个高压中心，在低层大陆上伸出一个高压脊，暖中心在高压脊线的北侧. 海洋上两个高压中心的总趋势是随高度减弱，而且中心位置向西移向大陆；伸向大陆的高压脊随高度加强，而且在我国大陆东部高层出现明显的高压中心. 西太平洋高压脊线自地面至对流层顶向高纬（即向暖中心）倾斜约 10 个纬距，在 500 毫巴以上高压脊(以及高压中心)与暖中心是重合的，因此我们说在对流层中层以上副热带高压是一个深厚的暖性系统是恰当的. 另外，在 100 毫巴上大陆东部高压中心对应着冷中心，而其东部大洋上对应一相对暖区，这说明副热带高压垂直结构的复杂性.

从中亚细亚向东伸展的内陆副热带高压在对流层中上层是一个深厚的暖性高压，其中心位于青藏高原上空，与我国大陆东部以及西太平洋的高压连成一个广阔的东西向高压带.在对流层下层，只是高原北侧在 700 毫巴上表现为一串小型暖高压，在 850 毫巴和地面上则表现为一串小型暖低压.

副热带高压区域的散度场也较复杂，并不是低层辐散高层辐合那样简单. 一般说来高压单体内在低层以辐散占优势，但主要偏于高压的南部，北部主要为辐合区，尤其集中于西北侧. 由图 13·3(a) 可知，在高压脊轴线的南侧，200 毫巴以下是辐散区（底层数值稍大)，其上为辐合区；高压脊轴线北侧情况稍复杂些，但总趋势是在 300 毫巴以下为辐合，300 毫巴以上为辐散，而且绝对值比轴线南侧均大. 另外，各部分副热带高压内的垂直速度分布也不相同. 如图 13·3(b) 所示，在对流层中上层，在高压脊轴南侧存在着广大的下沉运动，北侧及脊轴附近有上升运动，再北侧又有下沉运动，因之在高压脊轴附近有一反(经圈)环流，而其两侧各有一正(经圈)环流. 另外，在对流层下层脊轴附近为下沉运动. 关于副热带高压脊轴线随高度的变化，在 500 毫巴以下随高度向北侧倾斜，而且都在辐散下沉运动区域内；向上则近于垂直，且与散度零值和上升运动区域近于相合，至 200

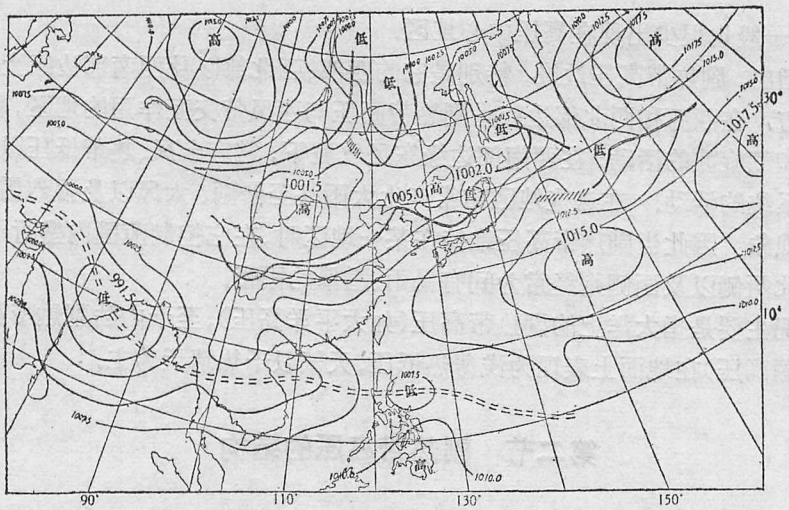


图 13·2(a)　1959 年 8 月 21 日海平面图

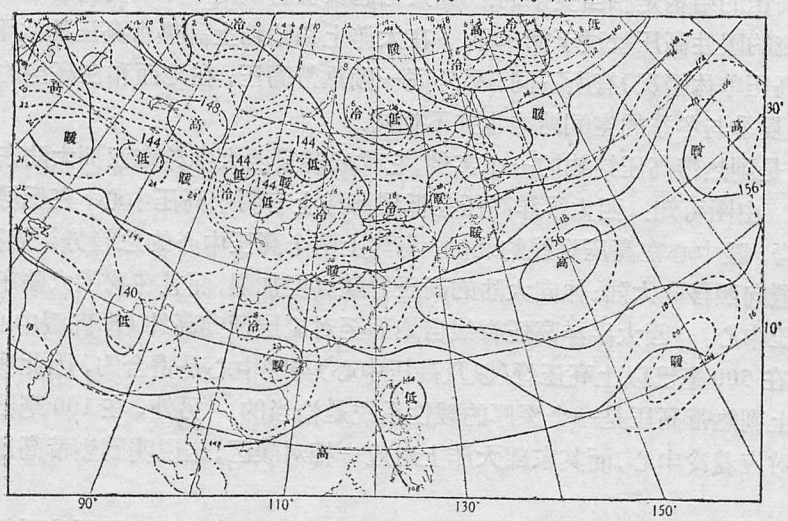


图 13·2(b)　1959 年 8 月 21 日 850 毫巴图

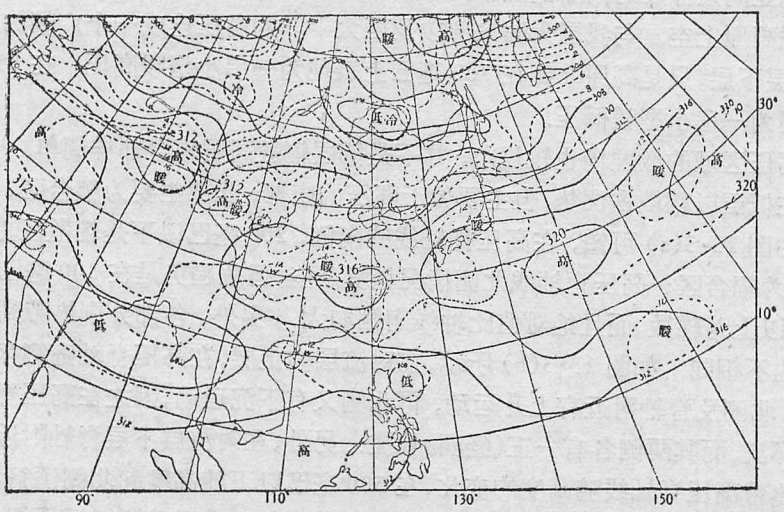


图 13·2(c)　1959 年 8 月 21 日 700 毫巴图

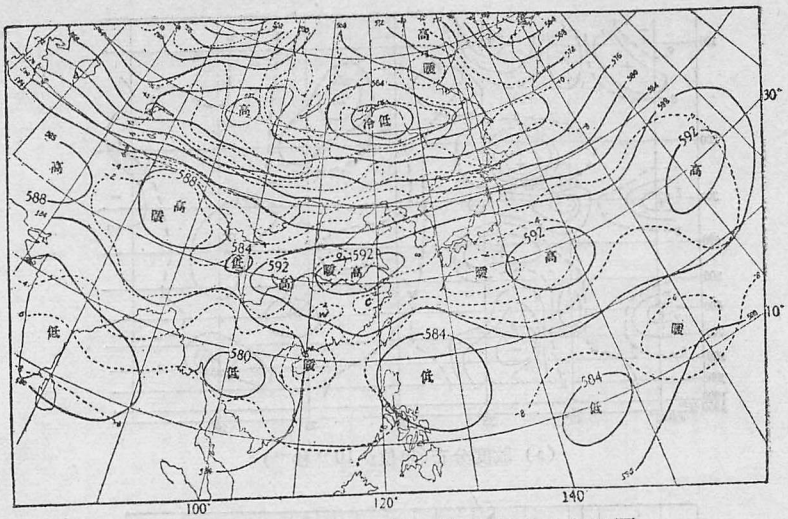


图 13·2(d)　1959 年 8 月 21 日 500 毫巴图

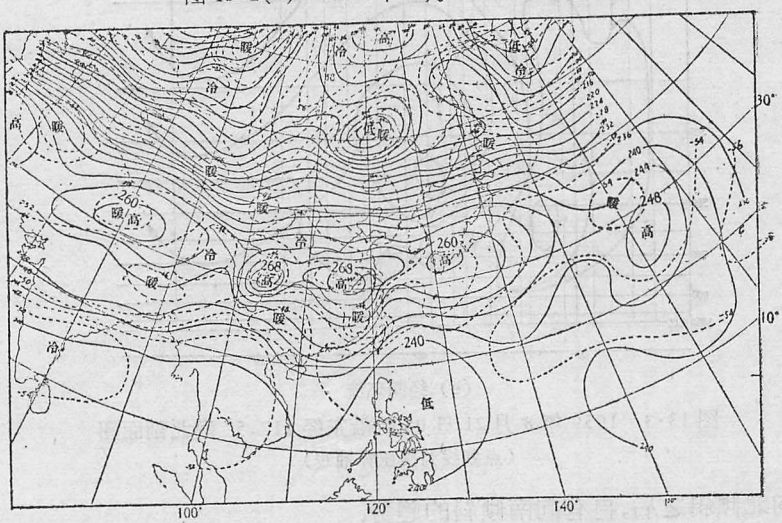


图 13·2(e)　1959 年 8 月 21 日 200 毫巴图

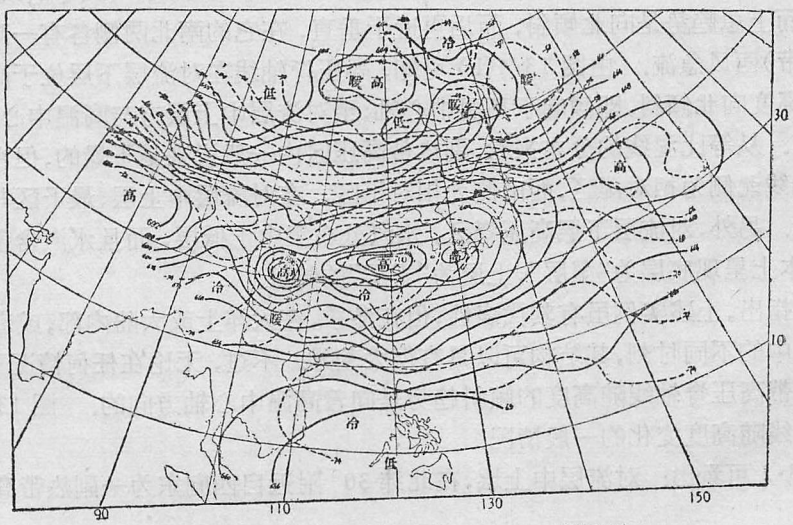
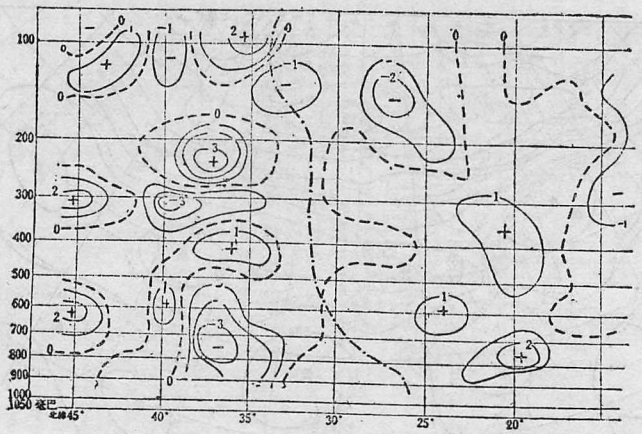
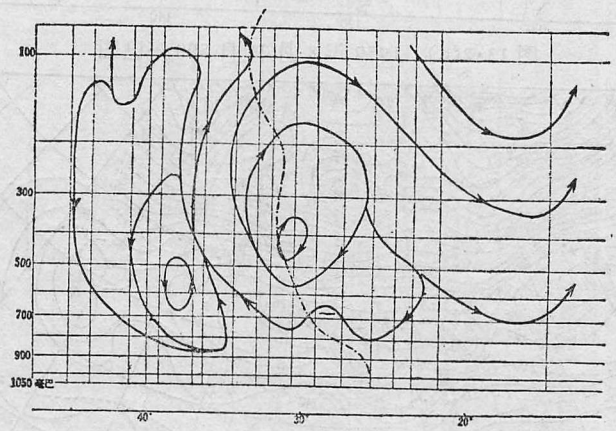


图 13·2(f)　1959 年 8 月 21 日 100 毫巴图



(a) 散度分布(单位：10^{-5} 秒$^{-1}$)



(b) 经圈环流

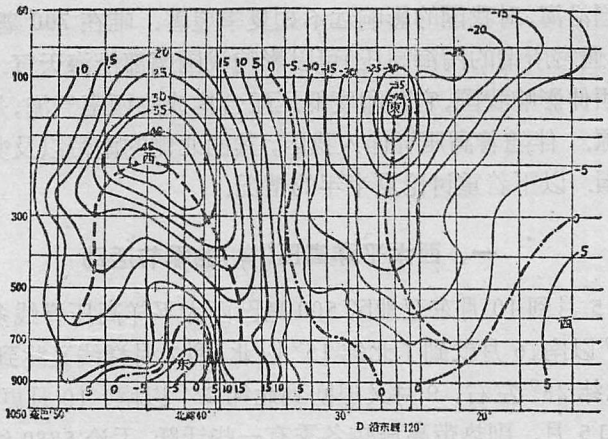
图 13·3　1959 年 8 月 21 日 08 时沿东经 117.5° 南北剖面图
(点划线为高压脊轴线)

毫巴以上略向北倾斜之后，再有向南倾斜的趋势.

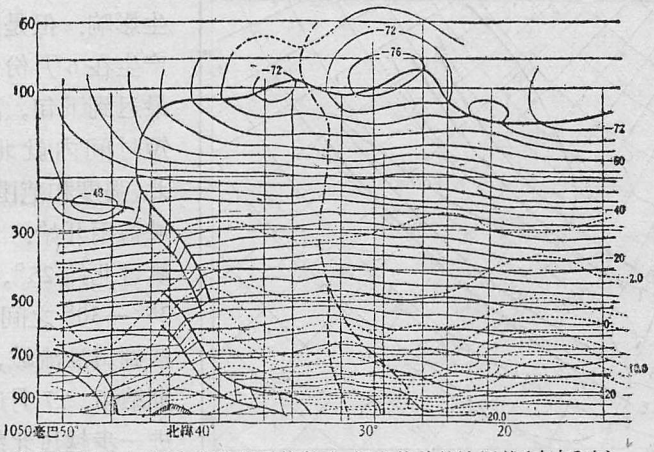
图 13·4 为沿东经 120° 的垂直剖面图. 由图 13·4(a) 可知，东西风零值线(即高压脊轴线)自下而上总趋势是向北倾斜，而后再近于垂直，在它的南北两侧各有一高空东风急流和(副热带)西风急流. 由图 13·4(b) 可知，高压脊轴线在对流层下层位于高温中心轴之南侧，随高度向北倾斜，即倾向于高温中心轴；至对流层中上层方与高温中心轴相重合，且近于垂直. 从等比湿线的分布来看，副热带高压区内一般说来是干燥的，但在对流层下层高压脊轴线北侧为相对湿区，而南侧为相对干区，在对流层中上层，最干区与高压脊轴线近于相合. 另外，对流层下层高压脊区，水汽分布集中于低层，而且水汽含量随高度减小极快，基本上呈现底层为“湿层”，上层为“干层”的特征.

需着重指出，上述实例虽有其代表性，但在冬季，在大洋上或大陆内部，或者同一高压的发展过程中的不同时刻，其结构可以具有很大差异. 不过，无论在任何情况下，其共同点是：副热带高压脊轴线随高度的倾斜趋势是向着高温中心轴方向的. 图 13·5 给出冬夏高压脊轴线随高度变化的一般情况.

由图 13·2 可看出：对流层中上层，在北纬 30° 附近自西向东为一副热带高压带，其



(a) 东西风速分布(单位：米/秒，粗点划线为风速零线，
粗虚线为各高度上最强风速联线)



(b) 温湿分布[细实线为等温线(℃)，细虚线为等比湿线(克/千克)；
粗实线为锋界或对流顶，粗虚线为温度脊轴，粗点划线为高压脊轴]

图 13·4　1959 年 8 月 21 日 08 时沿东经 120° 南北向垂直剖面图

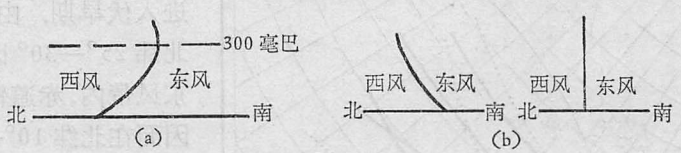


图 13·5　副热带高压脊轴线随高度的变化[(a)冬季，(b)夏季]

北侧北纬40°附近为一支强西风带(副热带急流)，在它的正下方，对流层下层为西风带冷槽暖脊的中小型扰动；其南侧，北纬 20°—25° 附近为一支强东风带，在它的正下方，对应着对流层下层副热带高压脊以南部分；北纬 20° 以南对流层中上层为低压区，对应着对流层下层赤道辐合带，其上有低纬热带波状或圆圈状的中小型扰动.

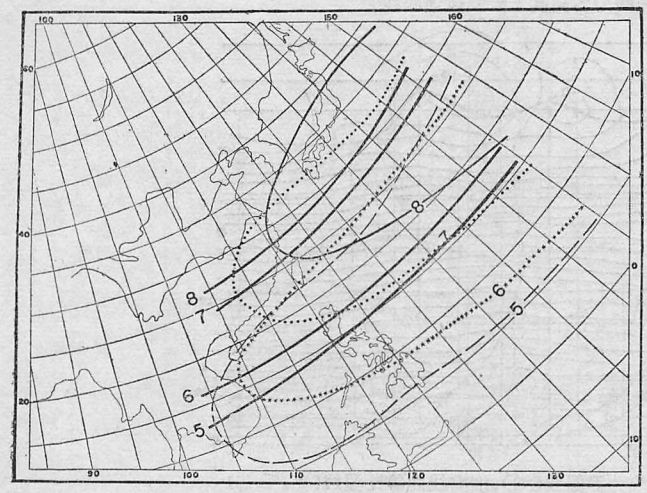
第三节　西太平洋高压(脊)的活动

西太平洋高压(脊)的活动对我国天气影响是很大的. 在冬季，由于它的强度较弱，范围较小，其主体偏东偏南，地面高压中心位于夏威夷群岛，西太平洋地面脊线南移到北纬

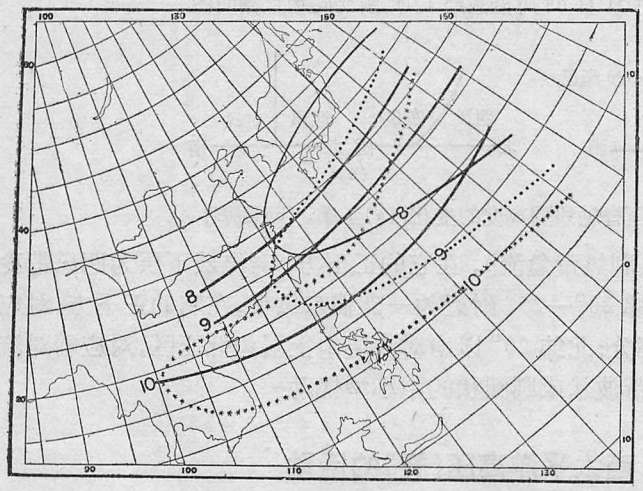
17°，很少伸入我国沿海，对我国的影响远不如夏季显著．唯在700毫巴上，有时南海出现一孤立反气旋（即通常所谓的南海高压）可以影响我国南部沿海天气．到了夏季，西太平洋高压（脊）北进西伸影响我国，它与印度低压配合构成的西南气流，是我国中南部广大地区的主要水汽来源．伴随着高压脊伸入我国，其西北侧的雨带以及其西南侧的热带天气系统直接影响我国．以下着重讨论夏半年的情况．

一、西太平洋高压（脊）的季节活动

图13·6给出5月到10月东亚地区500毫巴西太平洋高压脊线多年月平均位置．5月脊线在北纬15°以南，6月就到了北纬15°以北，到7月脊线又跳到北纬25°，8月份达到最北位置，在北纬28°左右，9月又退回到北纬25°以南，10月更退到北纬20°以南．一般情况下4月和5月，副热带高压较冬季有一些活跃，无论5880线或脊线都略向北推进，对我国华南地区天气开始产生影响．但是比较大的变化还是产生在6月份，一般在6月中旬，最迟到下旬，高压脊线位置在很短时间内就北移到北纬20°以北，强度和范围均有增加，江淮流域梅雨开始．7月上中旬脊线又跳过北纬25°，以后徘徊于北纬25°—30°之间，雨带从长江流域移到黄淮流域，长江流域的梅雨期结束．7月底到8月初，脊线进一步越过北纬30°，华北雨季开始，另一方面在我国南方，随着长江流域梅雨的结束，长江流域进入伏旱期．由于脊线北移，在北纬25°—30°以南的洋面处于东风带内，赤道辐合带随之北上，因而在北纬10°—15°的洋面上，不断产生热带风暴、台风和东风波，这些系统对我国天气影响很大．8月上旬以后，西太平洋高压更偏北，脊线在北纬30°—35°之间，主要雨带移至北纬40°以北地区．9月上旬脊线开始回跳到北纬25°，这时雨区又退回到淮河流域，而长江流域及江南出现秋高气爽天气，华西则开始秋雨．一直到10月上旬副热带高



(a) 5—8月



(b) 8—10月

图13·6　500毫巴西太平洋高压脊线（实线）及外围线（数字为月份）月平均位置图

压第二次回跳，脊线退到北纬 20° 以南地区，秋雨与秋高气爽天气也都结束，同时台风季节已基本过去，至少不会在我国汕头以东登陆了．随着 10 月中旬大气环流的激烈变化，南支西风建立，开始了冬季形势，副热带高压对我国天气的影响转到了次要地位．

副热带高压的季节活动，虽然每年都大致遵循上述规律演变，但是各年的差异甚多．不但各阶段它出现的时间有不同，环流形势也有很大差异，从表 13·1 可以看出，仅在这十几年中，每次北跳，最早与最迟能差 5 个候以上．第一次北跳大约相当于长江流域入梅时

表 13·1　历年副热带高压季节跳跃时间（候数）

活动 \ 年份	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	最早	最迟	平均
跳过北纬 20°	34	36	35	31	34	36	36	34	32	31	34	35	31	36	34
跳过北纬 25°	37	43	38	40	38	37	39	36	34	39	39	37	34	43	38
跳过北纬 30°	46	44	39	42	46	39	41	41	40	41	44	41	39	46	42

期，最早在 6 月初，最迟在 6 月末．第二次北跳，大约相当出梅时期，最早在 6 月中，最迟在 8 月初，差别最大．同时每年各次北跳并没有完全一致的关系，如 1956 年第一次北跳偏早，但第二次北跳却偏迟；1958 年第二次北跳比 1956 年早，但第一次北跳却比 1956 年晚很多．实际上 1956 年正是我国梅雨很盛的一个年份，而 1958 年则称之为“空梅”，几乎没有一个典型的梅雨过程，副热带高压迟迟没有稳定北跳，但是后来很快就跳过了北纬 25°，且高压轴多呈南北向．在最近的 20 年中，至少还有两年情况与 1958 年相类似．另外，各年的环流型也有很大差异．如近几十年来长江流域最大的一个大水年——1954年，梅雨持续时间最长，几乎达二个月左右．这一年 7 月份脊线在北纬 20°—25° 之间，环流平直，以后没有那一年有如此稳定的环流形势．1959 年副热带高压迟迟没有越过北纬 20°，因此江南多雨．以后太平洋高压逐渐北移，雨区到江淮流域没有停留，一跳就到了华北平原，使江淮流域的梅雨落空，造成了该地区的大旱．

因为每一年副热带高压活动的早晚和环流形势的不同，造成我国夏季降水各年的复杂现象．严格说来，没有哪两年是完全一致的．因此在掌握太平洋高压一般长期活动规律的基础上，还必须掌握个别年份的特殊活动的规律，才能较好地作为中长期预报的依据．

二、西太平洋高压（脊）的短期活动

副热带高压的活动除去上面所说的长期的季节性跳跃以外，还有非季节性的较短时期的变化．根据现在的了解，非季节性的变化主要有两种，一种为半个月左右的称为长周期活动；一种约为一个星期左右的称为短周期活动．

长周期活动是指在半个月左右的时间内，副热带高压总的偏强或偏弱的趋势．图 13·7 就是一个例子．以东经 120°（北纬 30°，长江口附近）的 500毫巴高度可以看出，在第 39候为一高点，下一个高点出现在第 42 候—43 候，即过了三候多的时间，到第 48 候又有一个高点．低点则分别出现在第 40，44，49 候，间隔为 4—5 个候，平均从一个高点到下一个低点，或从一个低点到下一个高点的时间为 2—3 候，即 10—15 天．另外，从整个西太平洋区域来看也很有规律，从图可以看到，有一段时间高度比较高，而另一段时间则高度比较低，且高低压中心有自东向西移动的趋势．高度高的阶段与低的阶段的时间间隔约为 2—3 个候，即在每个地区，高度偏高或偏低一般均维持 2—3 候，可见上述长江口高

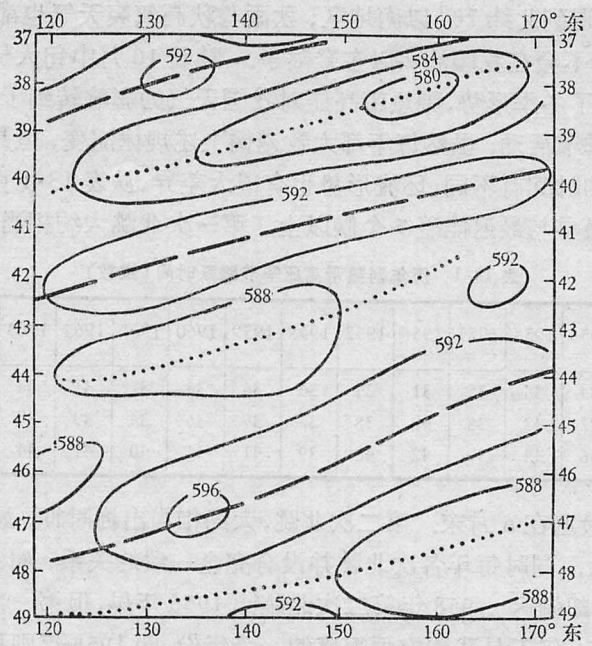


图 13·7　副热带高压的长周期活动（1953 年北纬 30° 500 毫巴时间剖面图）

度的阶段性是西太平洋高压活动的普遍规律的反应．当然不同年份情况会有差别，但是副热带高压的这种半个月左右的偏强及偏弱的趋势是比较常见的．了解了这个规律，对我们估计未来副热带高压强度有很大帮助．

短周期活动表现为 6—7 天的摆动，主要是东西的进退．一般先东退 1—2 天，从我国沿海 500 毫巴高度来看则下降 1—2 天，以后西进 1—2 天，相应高度则上升 1—2 天，然后稳定 3 天左右．从东退到下次东退一般为 6—7 天．但是要注意，这种短周期的变化是与长周期变化结合在一起的，例如处于副热带高压偏强的长周期中，则东退一般不多，但是如果正好遇到副热带高压偏强的长周期转为偏弱的长周期，那末，东退就很剧烈了．如果短期变化的增强阶段正处在它偏弱长周期转为偏强长周期时，副热带高压的西进就很可观了．图 13·8 给出了副热带高压长周期与短周期变化的关系．此外，还要注意当副热带高压产生季节性跳跃时，它的西进还会伴随着比较大的北跳，而季节性的南撤也往往同时有明显的东退．所以，季节性跳跃、长周期活动和短周期活动这三种变化，虽然时间尺度不同，但却是同时出现的，我们应仔细分析这几种不同时间尺度的活动处于哪一个阶段，才能比较正确的预报副热带高压的活动．顺便指出副热带高压还有 1—2 天的不规则小摆动，这只能用外推法来估计，但一般影响不大，主要还是以上指出的那三种变化．

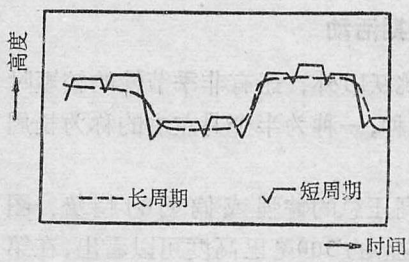


图 13·8　副热带高压短期活动示意图

三、周围系统和环流的影响

从副热带高压整体来看，它是一个对中低纬度天气系统和天气过程有直接影响的大

型系统. 但从它的局部或者从它短时间的变化来看，周围的天气系统和环流对它也会发生很大影响. 西太平洋高压(脊)受周围系统和环流影响的主要情况可概括如下：

(1) 青藏高压的影响　青藏高压(详细情况后面讨论) 是属于内陆的副热带高压，它可从青藏高原附近向东移，表现为暖平流正变高东传，当其单体移近西太平洋高压(脊)时，可与之合并，使后者加强西伸或北跳.

(2) 台风的影响　通常在西太平洋高压之南的台风向西或向西北移动时，太平洋高压(脊)也向西或西北移动；当台风移到太平洋高压西南方时，后者东退；当台风越过太平洋高压脊线后，在其东南方的高压脊又西伸；当台风在高压南侧并向西移时，后者呈现东西向扁平带状. 这些情况只能说明台风和太平洋高压之间是相互影响的，或者当台风不是很强时主要受太平洋高压的控制和影响. 但是当台风较强大时，副热带高压的局部环流短时内可受台风的影响. 例如有时副热带高压呈扁平带状，估计其南侧台风应当西行，但由于它的强度较强，可在适当位置穿过高压而北上，引起后者的断裂.

(3) 西风带环流的影响　当西风环流逐渐减弱，在东亚有一、二个大低槽缓慢东移时，太平洋高压脊会不断东退；当西风环流变强时，常有地面冷高压自大陆东移变性，或者鄂霍次克海高压自北南下相继并入太平洋高压之中，表现为后者的西伸加强. 前述太平洋高压脊短周期"√⁻"形的变化与这些情况是一致的. 下降期相当于西风槽移近高压，上升期相当于高压并入，平直稳定期相当于系统作用的间歇期. 此外，当西风环流较平直且稳定时，东亚大陆有小的波动移入海洋，当它移近太平洋高压时只引起它的微小摆动.

第四节　影响我国的其它类型副热带高压

一、青　藏　高　压

夏季高空图上青藏高原地区经常有一个高压，按其性质属内陆副热带高压，其强度最强可达到 592 位势什米，一般均在 588 位势什米以上. 这些自中亚细亚经南疆、青海而东移的暖性高压，对于西北夏季的天气影响很大. 在它的控制范围内，多干热天气；当青藏高压东移，在高原东部减弱消失之后，甘肃、陕西、青海等省则又常形成大雨和暴雨. 如果它在东移过程中不减弱，则往往与太平洋高压合并，导致太平洋高压北跳与西进. 平均说来，在盛夏之前 500 毫巴上，青藏高压比西太平洋高压纬度偏北，在盛夏期间两者纬度位置基本相同，而在盛夏之后偏南. 另外，青藏高压的季节性北跳时间一般要比西太平洋高压脊为早.

青藏高压按其活动范围、影响大小，可以分为如下三类：

第一类，大型高压：范围最大，可以控制整个青藏高原. 其反气旋环流区南北宽度可达 15 个纬距以上. 中心强度一般在 592 位势什米以上，移动缓慢. 低层是一个热低压，高压中心的垂直轴经常向东倾斜，高压到来之前一般先在高层出现逆温.

这类高压一年也不过出现数次，大多数产生于东经75°以西，在北纬 35°—40° 间进入南疆，然后向东南东方向移动，到东经 95° 以东后，中心约在北纬 35° 以南地区，以后东移消失，或合并于太平洋高压内.

第二类，中型高压：控制范围比大型者小，但高原上仍有明显的闭合反气旋环流，其南北宽度可达 5—10 个纬度. 强度较大型者弱，但一般在 588 位势什米以上，移动也较快.

大型高压平均每天移动 6 个经度，中型高压约为 7 个经度.

中型高压大部分生成于东经 75° 以西，另一部分自南疆开始. 这些大多是一次大规模暖空气进入南疆以后，一部分先分裂东移，而另一部分残留于南疆而造成. 当其东移到东经 85° 以东时多数要偏南一些，大部分消失在东经 100°—105° 地区.

第三类，小型高压：范围较小，有时有闭合环流，有时则仅为一脊. 移速快，强度小，与中型高压出现次数差不多，夏季三个月内可出现十几次. 高压强度常在 588 位势什米之下.

小型高压多生成在南疆，经常是较大规模暖空气的高压脊伸入南疆后形成小高压东移，或是低槽之间的较弱的脊自南疆东移. 这类高压到东经 90° 后路径不很集中，分散于东北东与东南东之间，大多数消失在东经 100°—105°. 移动速度较快，一天可移动 10—15 个经度.

对于青藏高压的活动及其对天气的影响有如下几点可供参考：

（1）里海附近的低槽发展常可促使中亚细亚地区的副热带高压生成、加强北上. 很少从同一纬度自西方移来.

（2）在中亚细亚发展的暖高压大多数要经青藏高原的北侧，自西向东移动. 进入南疆时强度增加，速度减慢，东移到高原之东半部时强度迅速减弱，移速增大，大多数消失在东经 100°—105° 之间.

（3）高压之减弱和消失常和它西北方有冷锋低槽侵入有关，当低槽接近它时，它们之间的锋区出口处有冷平流，下层冷空气侵入，促使高压崩溃.

（4）大型和中型高压消失之 1 日或 2 日内，西北地区的东部，包括青海、甘肃的东部和陕西，有大范围的大雨或暴雨.

小型高压之间的辐合区常有小范围的雷雨或阵雨.

（5）大型高压控制的地区经常出现高温现象.

二、南 海 高 压

在南海地区冬半年经常出现一个高压，叫做南海高压. 一般在地面图上很少看到高压，只是在 700 毫巴以上才具有一个明显的闭合高压中心. 它经常活动于南海与中南半岛一带，是太平洋副热带高压西南侧的一个较小的暖性高压单体. 到了夏季，当西太平洋高压北跳，南海为西南季风控制时，就不再出现南海高压了. 一直到秋季，南支西风急流重建时才能出现. 按出现位置又分为出现在南海与出现在中南半岛的两种. 各月出现频率见表 13·2.

表 13·2 南海高压不同地区各月出现频率

出现地区＼月份	9	10	11	12	1	2	3	4	共计
南　海	3	1	1	0	4	5	6	10	30
中南半岛	1	1	1	1	5	4	2	8	23
共　计	4	2	2	1	9	9	8	18	53

南海高压出现后一般维持 3—4 天，只有 9 月—12 月中南半岛一带的高压维持时间较长，最短 10 天，最长的一个月. 故 9 月—1 月高压主要在中南半岛地区，2 月以后多在

南海.

南海高压对华南天气的影响,可注意以下几点:

(1) 南海高压出现时,华南多处在西南气流里,有利于水汽输送,因此冷锋南下时锋面降水活跃. 中南半岛有高压时则相反,西北气流控制我国华南,锋面天气不明显.

(2) 南海高压存在时,台风多在我国东海转向北上,自然不会影响到华南,中南半岛有高压时,则往往西行的台风受阻,甚至消失于南海.

(3) 印度高压移入中南半岛,我国华南西部原有降雨即停止;若高压继续东移入南海,则雨区重新发展.

(4) 如果中南半岛高压稳定少变,则我国华南西部天气也稳定少变. 如果中南半岛高压减弱消失或移动时,则我国华南西部天气变化也较大. 一般是中南半岛高压减弱或退出半岛时,天气转坏. 中南半岛有高压时,我国华南东部往往有小雨. 若中南半岛有高压东移入南海,再移向菲律宾,则我国华南雨区随之东移. 中南半岛虽有高压但不稳定,则华南有降水.

(5) 南海为低槽控制,则华南可以出现较长时期的无雨天气,但华南沿海仍多小雨.

(6) 中南半岛高压若在北纬 15° 以南,则对我国华南西部天气的好转不起作用.

(7) 大陆高压南下,脊南伸,华南一般无雨,当高压脊伸入南海,在南海有小高压中心形成时,西南有槽向东北伸,华南天气即转阴雨. 转变时间,在高压生成的同时或稍后.

三、华 北 高 压

夏季华北上空有时会出现暖性高压,据统计以 6, 7, 8, 9 月份最多,其中尤以 8 月份频率较高. 其分布范围在淮河以北河套以东,维持时间最短不到 1 天,长者可达 4—5 天. 华北高压本质上属于内陆副热带高压的一支,由于受西风带扰动的影响,其位置、强度和持续时间等变动较大,远不及太平洋高压和青藏高压来得稳定. 如果西风带位置偏北,华北暖高压持续时间较长,变化缓慢;如果西风带位置恰好位于华北上空且西风扰动较大,则华北高压持续时间短暂,变化较快.

华北高压在近地面层的气压场很微弱,等压线稀疏,由于地面强烈加热,甚至表现为热低压,而在 850 毫巴以上则高压系统明显. 因此华北高压一般认为是华北地区上空(700 毫巴或以上)中心轴线近于垂直的较深厚的暖脊或闭合暖高系统. 在华北暖高压控制下,具有下沉逆温,天气晴朗,可有少量高云,地面温度较高,可达 40℃ 左右,相对湿度小,风力微弱. 这种暖高压长期维持,可造成干旱现象. 但是它的南部、后部以及有时在前部,天气一般不太好,特别是它的南部,多数是满天复高积云、高层云,有时还产生连续性降水或阵性降水. 因此华北暖高压的活动也直接影响其周围地区的天气变化.

华北暖高压形成前,一般在河套西部地区上空有来自高原地区的强暖平流,河套东部有从北方下来的弱冷平流,随着河套地区逐渐被暖舌控制,在暖舌东部相应形成高压脊或闭合小高压(当然也有在河套西部已先形成,而后东移的),以后这种高压继续扩大发展并东移至华北地区上空. 到了华北地区之后,有时可继续发展加强,有时可由于后部有冷槽侵入而开始减弱,有时向北方伸展再发展成阻塞性的雅库次克暖高压,也有时东移与西太平洋高压脊合并. 另外,在盛夏季节,西太平洋高压(脊)位置平均达到最北时,由于它的北进西伸,可突出一暖脊控制华北地区,这种情况也可属于华北暖高压的形势.

第十四章　台风及其它低纬天气系统

台风是形成在热带洋面上的气旋性涡旋，四周风速很大．强台风来临时往往要带来狂风暴雨天气，海面引起巨浪，容易造成人民生命财产的巨大损失，严重地威胁着船只舰艇和飞行的安全．但事物总是一分为二的．台风也有它有利的一面，在华南夏季副热带高压控制下久旱少雨时，往往一次台风带来充沛的雨水，便能解除旱象，这又是有利于生产的．所以每到夏季，台风预报就成为气象台站的中心工作．

按照国际上规定，把台风按其强度分为三类：(1)凡气旋区最大风力在六级以下者，称为热带低压；(2)凡气旋区最大风力在六级以上但未达到十二级者称为热带风暴；(3)最大风力达到十二级的，才称为台风．

台风又按其生消过程，通常习惯分为四个阶段：

(1) 初生阶段　　从开始发展到风力达到十二级．

(2) 加深阶段　　台风继续加深，中心气压达到最低值，风力达到最大时．

(3) 成熟阶段　　这时，中心气压不再加深，但范围扩大．

如根据卫星云图估计台风的发展(见第四节五)，共分为四个阶段，第一到第三阶段都属于这里所谈的初生阶段．第四阶段即加深阶段．

(4) 消亡阶段　　台风发展到最高阶段，或转向移入中高纬，冷空气侵入而转变为温带气旋，或者进入陆地而消失．

第一节　台风的地面特点和天气

一、台风的一般情况

一个发展成熟的台风，按其结构和天气现象大致可分为四个区域：(1) 台风中心部分，称为台风眼．和其他涡旋相比，这是台风很重要的一个特点．眼的大小视台风发展阶段而定，最初很小，而后逐渐增大，其半径一般在 5—30 公里．(2) 雨区．仅在眼壁之外，近于环形雨带．整个台风降水大多集中在这一区，其半径约为几十公里．(3)内核．其最外围的半径在 100 公里左右，也有大到 200 公里以上的．以大风为主，有飑线活动．也有时把(2)，(3)区合并称为涡旋区．(4) 外围．其范围大小差别很大，最大的台风半径可达八个纬度以上．在这区域风小些，对流也不强．

二、地面气压场

1956 年 8 月初有一次台风在我国浙江省登陆，图 14·1 是 1956 年 8 月 1 日 20 时地面图，可以看出台风中心附近地面气压场和流场的概要．台风是一个强大的低压系统．发展到成熟阶段后，在海上中心气压一般都在 950 毫巴以下．中心低气压曾测到 887 毫巴．例如 1969 年 7 月 27 日在我国汕头登陆的 1969 年 3 号台风中心气压最深达 895 毫巴．这是在 60 年内登陆我国的一次最强台风．

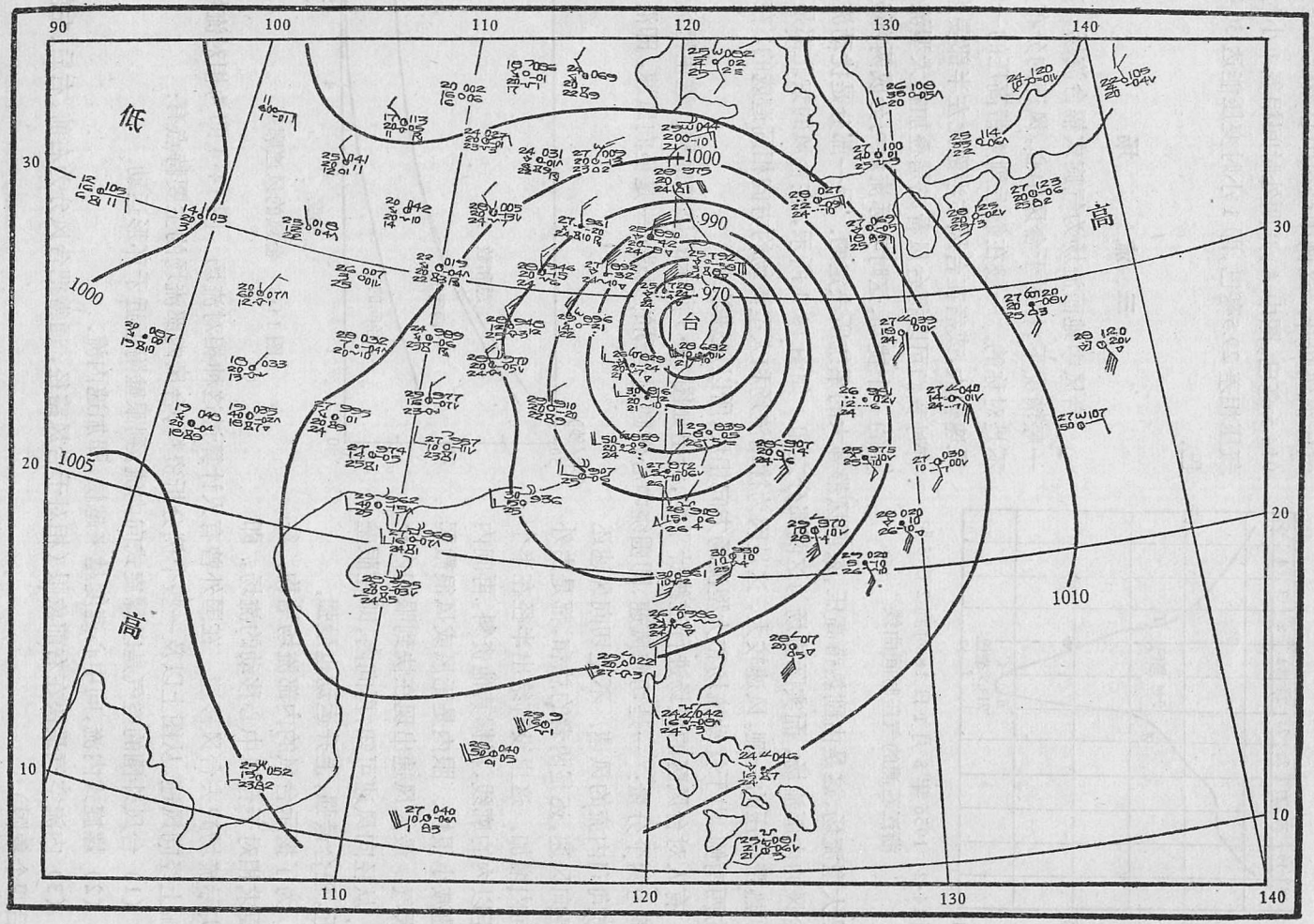


图 14·1　1956 年 8 月 1 日 20 时地面图

台风经过测站时，气压随时间变化的曲线呈漏斗状．大量台风事实说明这种特点，图14·2就是一个典型例子．台风中心到达前一、两个小时，气压急骤下降，当中心移过时，气压很快回升．这例中台风中心最低气压为914.5毫巴，图中A，B两处时间相差1小时，气压相差29.5毫巴，即1小时变压能达30毫巴．

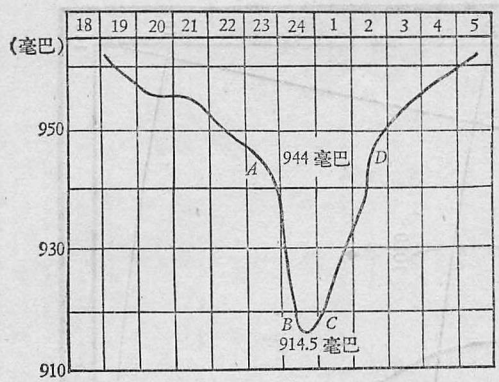


图14·2　1956年8月1日18时到2日5时浙江石浦的气压时间曲线

三、流　　场

台风中地面流场为气旋式辐合流场，在一般情况下，相对于台风中心，风速的分布并不是对称的．一般在靠近副热带高压的一侧风速较大，或者在台风右半部比左半部要大．有时我们可以把台风看成是叠加在大型流场上的一个扰动，这时实际流场可分成两部分，一是大型流场，这是由副热带高压、东西风带等大的系统所决定的．另一部分是扰动流场即台风的内部流场，而实际流场为这两部分之和．如图14·1所示，在台风的东北部是靠近副热带高压的一侧，风速较大，这是因为扰动流场和大型流场的方向相同造成的，在台风的西南侧，由于扰动流场和大型流场方向相反，所以风速较小．

有人对台风区的风场进行过统计平均，给出如图14·3所示的风速廓线．这里把风速分解为两个分量：一是切向风速，即围绕中心作圆周运动的风速；一是径向风速，即沿半径方向向内流的风速．不论切向风速还是径向风速，还是两者的总和，都是由外围向内增加．这里没有给出半径在半个纬距以内的廓线，根据其他资料，再向内风速减小很快．眼内是无风或风很微弱的天气．最大风速出现在快到眼的内核区．从径向风速可知，再向内，即在眼壁附近，辐合最强，上升运动也最强．

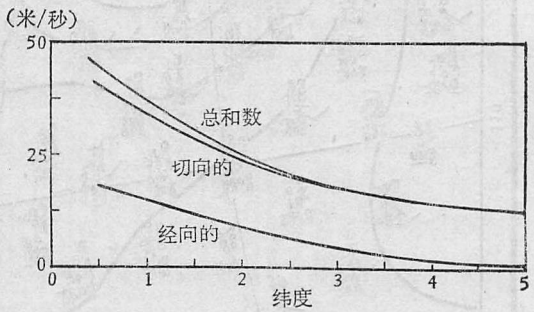


图14·3　台风的风速廓线

为了揭示台风的内部流场结构，往往要求相对于台风中心移动的流场，即从实际流场减去台风移速．在国外曾有人计算过这种相对流场．图14·4即为相对流场，并加上经向风速，从图上以及一些个例分析资料，台风内部流场的主要特点有：

(1) 台风外围的空气是以螺旋式向内流，到眼壁附近近于环形运动．

(2) 螺旋式内流，向中心速度越来越快，即加速内流．

(3) 内流空气最快在右前象限（相对于台风路径，通常把台风分为右前、右后、左前、左后四个象限）．

这些特点，将在后面同一些其它现象联系起来讨论．

台风登陆后，风速分布受地形和摩擦的影响就比较复杂．风力一般山地比平原小，陆地又比海上小．当台风比较强大时，登陆后最大风速仍可集中在中心附近．图14·5为

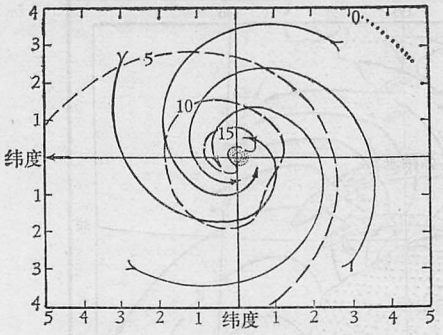


图 14·4　相对于台风中心移动的空气轨迹（箭线）和经向风速（米/秒）

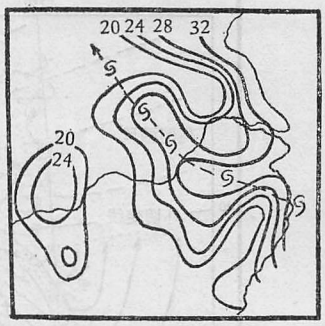


图 14·5　1956 年 8 月初登陆台风极大风速分布图（单位：米/秒）

1956 年 8 月 1 日登陆的大台风的极大风速分布图．台风登陆后，近中心附近始终保持一个最大风区，直到中心移至河南省的东南部，近中心的大风区才不再维持．从图上还可看到，最大风速除出现在台风中心附近外，洞庭湖、鄱阳湖周围以及沿海地区也有利于出现大风区．另外，还有一点应注意，当台风经巴士海峡进入南海，最大风速除集中在中心附近外，由于受海陆分布影响，在浙闽沿海地区有一条向北伸展成长条形的大风区，因此台风还未登陆已影响沿海地区．

四、地面温度场

在海洋上台风的地面温度的水平分布基本上是均一的．在台风中当地面空气向中心流入时，气压降低很厉害．如果空气运动是绝热的话，则空气向内流时，应该绝热膨胀，温度降低．但实际观测表明温度并不下降，显然空气向内流时，空气不是绝热的．这主要由于空气内流时，空气与暖海水接触，空气将不断从洋面（热源）获得水汽和热量，使空气温度保持与海面温度相同，而位温和比湿是向内增加的，因而 θ_{se} 也是向内增加的．洋面供给空气热量和水汽，对台风的发展和维持是很重要的，这将在后面讨论．

台风登陆时地面温度有这样的经验规律可供参考：台风未登陆前我国广大地区温度普遍升高，约上升 2°—3℃，登陆后普遍降低．

五、台风中的降水和天气

台风中的雨量分布在海上比较规则．台风涡旋区内，一般都有上升气流，因此台风涡旋区内，一般都有降水．降水量愈靠近台风眼愈大，最大暴雨地带集中在台风眼周围，这和流场的最大辐合区一致．根据统计研究，整个台风区域内的降水量约有 78% 集中在距中心 0.5 个纬距以内，平均日降水量达 86.3 厘米．

有些台风有两个雨带，一个环绕眼壁，一个在稍远一些地方．人们有时把前者称为内雨带，后者称为外雨带，以示区别．外雨带往往呈圆弧带状，只占圆圈的一部分，参看图 14·6，这是 1963 年 8 月初在日本南部洋面上转向北上的台风情况．在内外雨带之间有一狭长的间断地区，在卫星云图上可看到，在两浓厚的积雨云之间只有很薄的云层．

在外雨带上时常伴有飑线、龙卷之类的中小系统．因此有人又称外雨带为台风前飑线．例如 1962 年 7 月 23 日台风在福鼎登陆，起初长江三角洲虽受台风边缘影响但风力

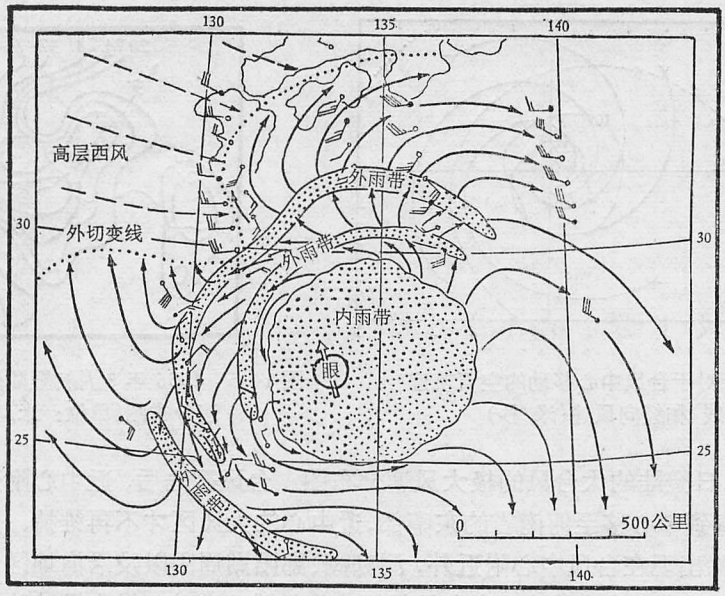


图 14·6　1963 年 8 月 8 日 08 时台风流出层的流场和内外雨带

不大，而在 23 日 21 时到 23 时内上海市却遭受到狂风暴雨飑线系统的侵袭，时间虽不长，却有一个中心强度达 70 多毫米的狭长暴雨区．又例如 1956 年 9 月 24 日，当一个在厦门登陆的弱台风，经闽浙北上，在长江口附近出海时，浙江的嘉兴专区和上海市曾出现了很多处龙卷风．台风内的龙卷有时很多，最近美洲发现一次台风内有 115 个之多的龙卷，这是有史以来最多的一次．因此在作台风预报时还应该注意到（特别当台风中心还未到达时）飑线、龙卷之类中小系统的影响．虽然这方面的预报还没有一定的途径．

当台风登陆后，由于冷空气的侵入和地形等影响，使台风的降水分布变得十分复杂．

冷空气的影响主要表现为西风槽和台风倒槽相遇，形成气流辐合，产生暴雨中心．有时有浅薄冷空气侵入台风环流，这时降水分布有些类似锋面降水，转向后的台风多为这种类型．地形对降水的影响主要是：在迎风坡，台风环流内暖湿气流被上抬形成暴雨，而背风坡降水量减少，甚至出现焚风现象．

如果在台风的上层温度降低得很厉害，使得台风内气柱非常不稳定，也可造成大量降水．1956 年 9 月17日在厦门登陆的弱台风，从福州的层结曲线来看，17 日—18 日对流层中上层温度猛降 12℃，而且层次很厚．从高层等压面图来看，有一冷中心自巴士海峡向北，经台湾海峡到达福建，这时台风也正好越过台湾海峡，在闽南登陆．高空冷中心叠置在暖性的弱台风之上，使空气绝对不稳定，势必产生剧烈的上升运动，造成大暴雨，当时同安县罗田的日降水量达 600 毫米之多，造成大水灾．

对某一地点和某地区来讲，台风总降水量的大小，还和台风的移速有关．一般行速快的台风降水量较小，行速慢的台风，降水量较多．

六、台风中的海面状态

台风中非常强的风力施于海面的应力可造成极高耸的波浪，有的高达十几米．图 14·7 是波浪自风暴中心向四周传播的示意图．远离中心 2000 公里以外的地方，仍可发

现这些波浪(指长浪). 长浪传播较快，一般风暴的移速只有它的 1/3. 因此长浪可以作为风暴的先兆. 自右后象限发生的波浪传播方向与台风方向一致，由于这一象限的风强而且稳定，所造成的波浪传播得较远，所以可以根据长浪来向的改变，预测台风对于该地的走向.

台风中还有一种飓浪，是一种海水突然上升数米的现象，一般出现在台风眼附近. 台风登陆时，飓浪常使整个海水翻越海滩，淹没城镇和农田. 1970 年 11 月 13 日巴基斯坦受飓风(即台风)袭击，飓浪高达 20 米，直冲到沿海纵深地区，一些岛屿完全淹没在海潮之下.

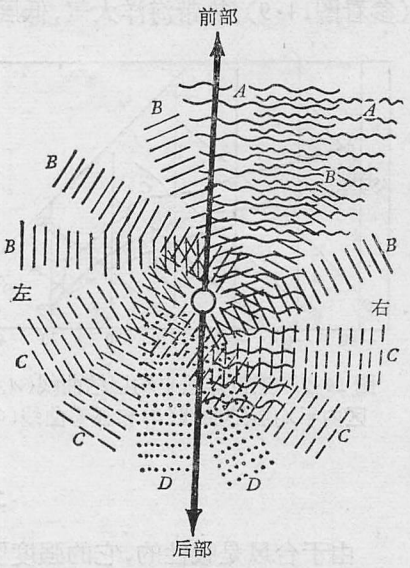


图 14·7 海浪自台风中心向四周传播示意图

第二节 台风的空间结构

一、热 力 结 构

由于多年来利用飞机探测和高空探测，对台风的宏观热力结构，已有一些成熟结果. 台风是一个暖性低压系统，在各个等压面上的温度场，表现为近于圆形的暖中心，具有一定的对称性. 因而，可以用如图 14·8 所示的剖面图，讨论台风内的热力结构. 这是一幅示意图，左面表示温度场分布，右边为台风内温度场相对于四周大气的温度场.

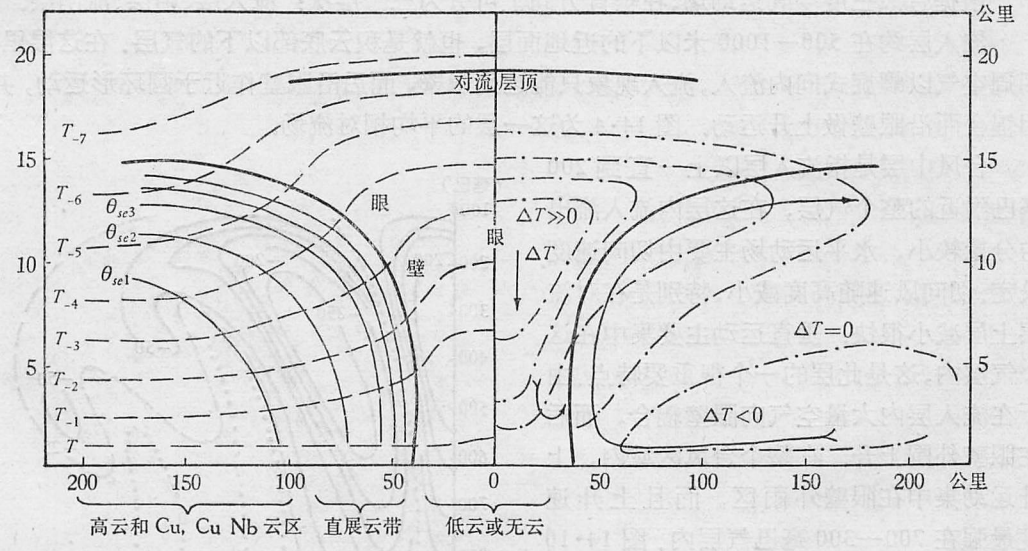


图 14·8 台风热力场垂直剖面示意图

(粗实线为眼壁和对流层顶，虚线为等温线，实线为 θ_{se} 线，虚点线为台风区内温度对热带平均大气的距平)

在近地面层，由于洋面供给热量，水平温差很小，空气内流近于等温过程. 由于洋面供给水汽，θ_{se} 向内增加很快. 在雨区的自由大气中，由于暖湿空气上升，放出凝结潜热，气温高于四周. 在眼部，由于绝热下沉，气温还高于雨区. 这样就构成台风内核是暖性

的.

台风的外围、雨区和眼部的热力层结分布，可以由三条各区内的层结曲线揭示出来(参看图14·9).热带海洋大气,低层暖而湿,处于对流性不稳定状态,曲线A表示这种大气的层结曲线. 曲线B为雨区的平均层结曲线,低层近于干绝热分布，900毫巴到200毫巴近于湿绝热线. 这种层结与将海面空气质点上抬到200毫巴的情况很接近. 因此，雨区里的层结曲线,可以看作洋面空气绝热上抬的结果.曲线A和B所包围的面积，可近似地估计雨区所释放的潜热能量. 眼内空气，干燥而且层结稳定，有明显的逆温(如曲线C所示)，而θ_{se}近于常数，这些特点都说明眼内空气是由于下沉增暖造成的.

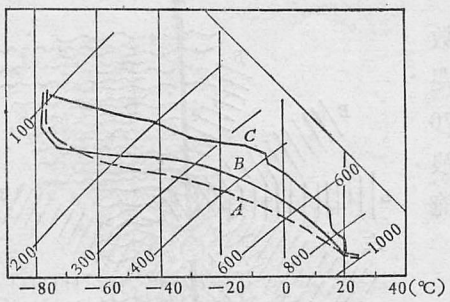


图 14·9 热带洋面平均层结曲线(A)雨区内平均层结曲线(B)和眼部曲线(C)

二、三度空间运动场

由于台风是暖性的,它的强度要随高度减弱. 但由于它在地面的环流很强,中心气压很低,尽管随高度是减弱的，低压也要伸展到很高的高度才能消失. 观测指出，较强的台风,低压中心可伸展到200—150毫巴附近,在此高度以上才可看到有小范围的高压中心. 因此在200毫巴以下气压梯度由外指向内核,在近地面层梯度最大,在200毫巴以上气压梯度开始由内指向外.

根据台风三度空间运动场,在垂直方向上可分为三个层次：流入层、中层、流出层.

流入层约在500—1000米以下的近地面层，也就是积云底部以下的气层. 在这层里，四周空气以螺旋式向内流入,流入现象只能达到眼壁，而后沿眼壁作近于圆环形运动，并因辐合而沿眼壁做上升运动. 图14·4为这一层的平均相对流场.

台风中层是指流入层以上一直到200毫巴附近的整个气层，在这层内流入流出的分量较小，水平运动场主要由切向速度决定.切向风速随高度减小,特别是在对流层上层减小很快. 垂直运动主要集中在这个气层内,这是此层的一个很重要特点.由于在流入层内大量空气向眼壁辐合，而后在眼壁外围上升. 在整个台风区域内，上升运动集中在眼壁外雨区，而且上升速度最强在700—300毫巴气层内. 图14·10为半理论半实际的垂直运动场在剖面上的分布,从此图可以很清楚的看到这点.同时可看到，在眼内盛行下沉运动，最大下沉在对流层上层. 这种垂直运动场和前面的定性讨论是一致的.

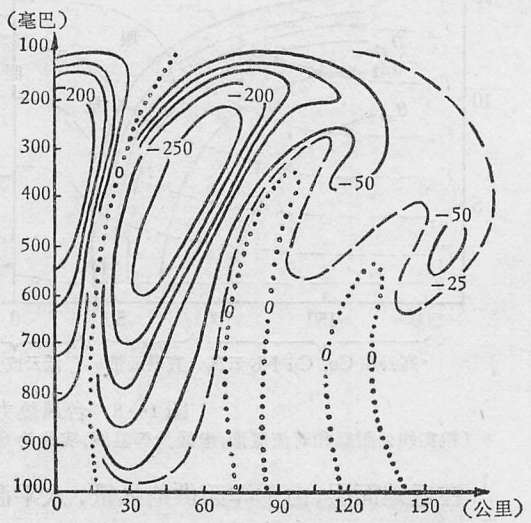


图 14·10 垂直速度(以毫巴/时表示)的垂直分布
(负值区代表上升运动)

在200—150毫巴附近的气层，空气由台风区向四周流出，由气旋式旋转在台风外围转变为反气旋式旋转．因此把这个层次称为流出层．流出现象，以台风前进方向的前半部最显著．由图14·6所示的台风个例的流出层流场可以看到这点．个例如此，平均流场也是如此．有人曾给过西太平洋台风在流出层的平均流场和相对平均流场，如图14·11(a)，(b)所示，可以清楚地看到流出层特点．此外，从图(b)上还可看到流出层的非对称性，即在前进方向的右半部为反气旋式的，左半部为气旋式的．

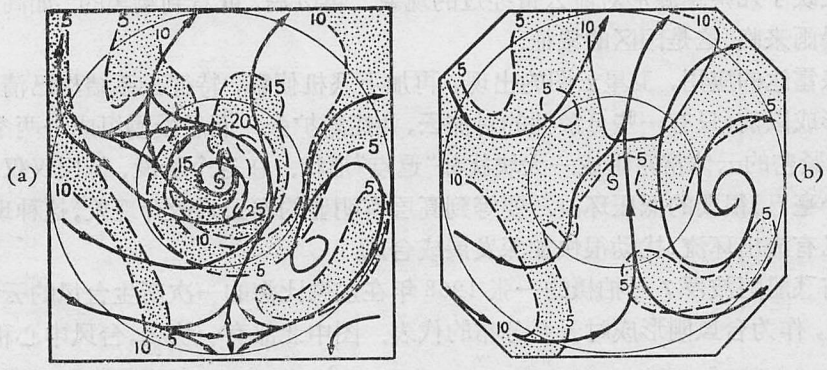


图14·11　西太平洋台风在流出层的平均流场(a)和平均相对流场(b)
(虚线为等风速线)

造成台风上部空气流出的原因，可由梯度风关系不适应作简单解释．在雨区大量空气上升，把低层大的动量(简单地说，大的切向风速 u)带到上部，上部动量增加，离心力和地转偏向力之和 $\left(\frac{u^2}{r}+fu\right)$ 也增大．设质点原来气压梯度可同离心力和偏向力之和相平衡，当离心力和偏向力之和增大后，气压梯度力一时不能适应，则产生一沿离心力方向的加速度，空气向四周抛出，引起辐散．关于流出层的非对称性，还无确定解释，这里不再讨论．

到此，我们对台风的三度空间运动有了一个宏观概念．为了示意起见，采用图14·12，使我们有一整体概念．前面所说的要点，图中已大致概括．这种三度空间运动场投影在垂直剖面上，将如图14·8中左半幅中箭头所示．

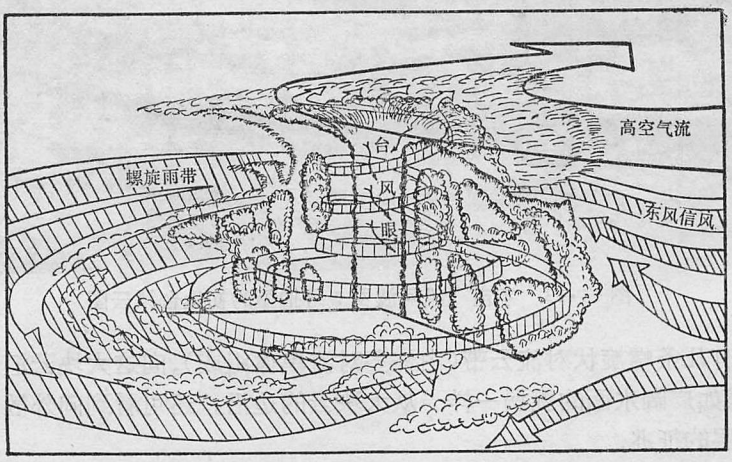


图14·12　台风的结构示意图

三、台风中的云系

了解了三度空间运动场以后，讨论云系分布和发展就比较容易了.

过去对于台风云系单凭目测，很难得到全貌，但也看到一些为尔后雷达回波和卫星云图所证实的事实. 例如，云出现的序列很类似于中纬度暖锋云系：海面上空一度晴空以后，先出现卷云，随后是卷层云、高层云和高积云，然后出现几次短暂的浓积云，且有阵雨. 这种云系反映了几条螺旋形对流云带经过的现象. 再以后，就看到黝黑的、如高墙的云，随即狂风暴雨来临，这是雨区的象征.

近年来雷达的应用，卫星云图的出现，再加上飞机侦察，特征云系结构已清楚得多. 在台风未形成以前，只有一些分散性的对流云，并逐渐扩张. 而后慢慢组成一两条螺旋状云带，但最紧密的云体常常组成一大块犹如“逗点”形状. 在这个阶段，低层仅仅只有(低于周围几个毫巴)很弱的低压环流. 要等到高层有明显的卷云系散开现象，这种现象出现表示高层已有流出环流，扰动很快加深发展成台风.

取宇宙飞船阿波罗 7 号拍摄的一张 1968 年在加勒比海的一次新生台风的云图，如图 14·13 所示，作为台风刚形成时云系分布的代表. 图中北部有一块云，台风中心稍偏于这

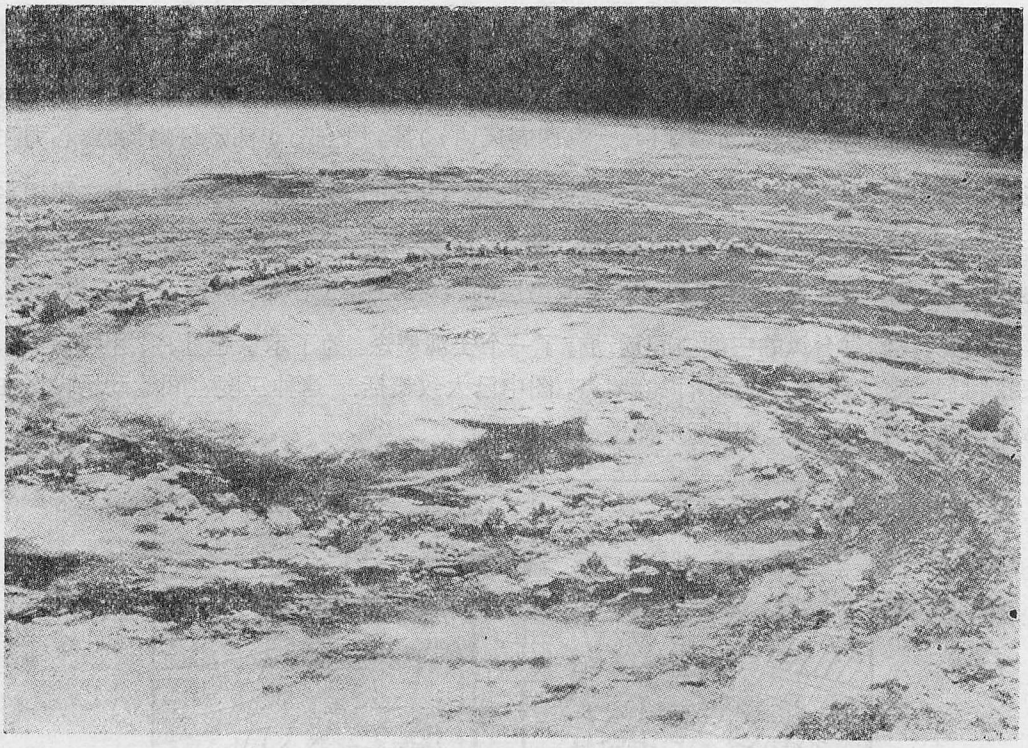


图 14·13　宇宙飞船阿波罗 7 号拍摄的初生台风云图

块云的南部，有几条螺旋状对流云带(由许多对流单体组成)，向这大块云汇合. 螺旋状云带很清楚，犹如广阔水面的旋涡一样. 从大块云的边沿，还可看到向外散开的很薄的卷云，这是流出层的征兆.

随着台风加深，大块云体膨胀，围绕着中心(眼部)发展成近于圆环形浓厚云区. 在这

个云区，由于强烈上升气流，常常造成宽达几十公里，高到十公里以上的垂直云墙（图 14·14）．这是最恶劣天气区，暴雨、狂风和这个雨区联系着．螺旋云带这时也最清楚，可有六、七条之多，伸向圆环云区．云的这种分布和前面提到的流入层流场特点是一致的．自然，平均相对流场没有个例瞬时流场清楚，在瞬时图上流线都紧密集中在几条辐合线上，每条宽度只有几公里．

在台风眼区，由于有下沉气流，通常为云淡风轻的好天气，如果眼区中因下沉而有逆温，低层水汽又充沛，可在逆温层下产生晴天积云．随着台风减弱，眼区可有上升气流，天气开始变坏，云层密布，有时也会有少量降水．

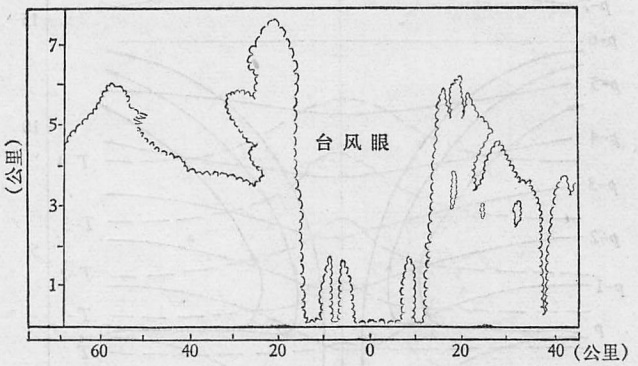


图 14·14　台风眼附近云墙雷达照片示意图

这种云系分布，目前也根据卫星云图，用来估计台风的发展阶段，详细讨论见第四节五．

四、能　量　问　题

1. 洋面作用

前面已提到，空气由台风外围向中心内流时，为要保持不冷却，必须依靠外界供给热量．洋面作为热源和水汽源地，供给空气热量和水汽．供给量是很小的，根据几个实例计算，感热供给量仅仅使空气感热增加了3%，潜热供给量大些，但也只增加 10%．这里潜热是指把供给水汽按凝结过程换成热量的．虽然所增加的热量，在整个台风的热量平衡中是次要部分，然而这种作用对于台风的发展和维持是很重要的．可以由图 14·9 说明．如曲线 B 的地面气温减小 2℃，显然湿度不变，为 18 克/仟克，抬升凝结高度就要增高几十毫巴，有效正面积减小了 50% 以上，如果地面温度维持不变，湿度增加 1.5 克/千克，有效正面积近于增加 100%．要维持台风为一个很深厚的暖性涡旋，必须源源不断的保持着高温高湿的空气，在台风内核处上升到对流层高层，由于潜热释放使其温度高于台风以外空气，否则台风难于形成和维持．

2. 动能制造

由于潜热释放，台风内核增暖，等压面之间距离增大．在近地面气压梯度力指向中心，这种梯度力随高度增加而减小，到 200 毫巴附近梯度力由中心指向外围．这种等压面分布，加上空气低层流入高层流出，有利于动能制造．按动能制造要求，在整个气柱里流入(出)风速和向内(外)气压梯度力需有正相关，即在整个气柱里，不论在高层还是低层，水平方向的径向运动都是流向低压区．因此如图 14·15 所示，台风是动能制造区．

按动能平衡关系，台风内动能增加，一方面是由于动能制造，另一方面是由于外界输入动能，还要由于摩擦消耗一部分动能．据个例计算，外界输入量很小，可以忽略不计，而动能制造和摩擦消耗数值相当，这两者的微小差值可以看做是增加台风动能之用，以维持台风的运转．

曾经提到，台风的维持和发展依靠潜热释放，然而这种能量是否全部用来维持台风呢？据平均资料和个例计算，释放的能量只有百分之几用于制造动能．例如根据平均资料计算，台风内动能制造为150×10^{18}尔格/秒，而台风的潜热释放为5000×10^{18}尔格/秒，两者之比约为3%．而大量的能量被高层气流带到别处去．因此台风是个“开放”系统．这个道理，似乎难于理解，然而只要看看台风环流就可理解了．台风虽然不完全是定常的，但风场和温度场总的说来变化很少．因此台风环流真正需要取用的能源是很少的．另一方面，如果台风不借外界气流把大量潜热释放能量带走，上升空气尔后在台风外围绝热下沉构成闭合环流，绝热增暖很快使台风内外温差消除，台风环流也就很快终止．

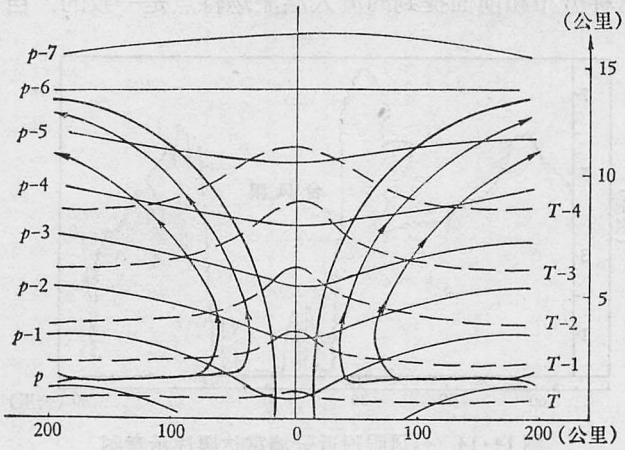


图 14·15　台风雨区内的垂直环流(矢线)、温度(虚线)和气压(实线)

3. 潜热释放机制

早在40年代有人就提到，潜热不是在雨区均匀地释放，而是集中在很狭的螺旋状对流云带上，特别是靠近眼壁外围．究竟是通过什么机制释放潜热的问题，在资料不足的年代里难于解决．到六十年代，随着资料的增多，这方面有些进展．国外有人从个例分析指出，热塔积雨云为暖空气上升到高层的主要机制，特别是在台风内核．根据雷达照片和飞机探测，分析一个很快发展的台风，其中对流云可以分为两类，一类是可以伸展到500毫巴以上的属于很活跃的积雨云，另一类是比较小的积云且不太活跃．前者被称为“热塔”．这种云集中在眼壁附近，另外还集中在距中心100公里附近．其大小直径约为4公里，上升运动约为12米/秒，整个台风里只要有几十个这样的热塔就可把云下层空气质量全部传送到对流层高层．这个热塔数目在发展中的台风是容易满足的．最近还有人从阿波罗7号云图分析指出另一种机制，认为图14·13中台风中心偏北的那一块云(被称为环形抽气云体)，通过它把低层大量质量输送到高层，使一个热带低压发展成台风．这种云的底部是辐合，而且半径为距台风中心100公里左右的圆圈内的辐合，几乎全集中在这个地区，云顶是流出流场．这种云的直径比热塔大一个量级，约为几十公里，但在5小时内直径可膨胀一倍，随后可以环绕台风中心．因此只要几块这种抽气云体环绕台风中心，就足以维持台风的发展．至于潜热释放究竟通过何种机制，还得更多的观测事实证实．不过从环形抽气云体中可以看到一些云塔单体回波，而且单体的移速远比环形抽气云体本身要快，因此很可能热塔之类单体，在适当条件下会集合成大云体，如环形抽气云体之类．

第三节　台风形成的条件

在未讨论台风形成条件之前，先看一些统计事实．图14·16是把台风形成地区、盛行

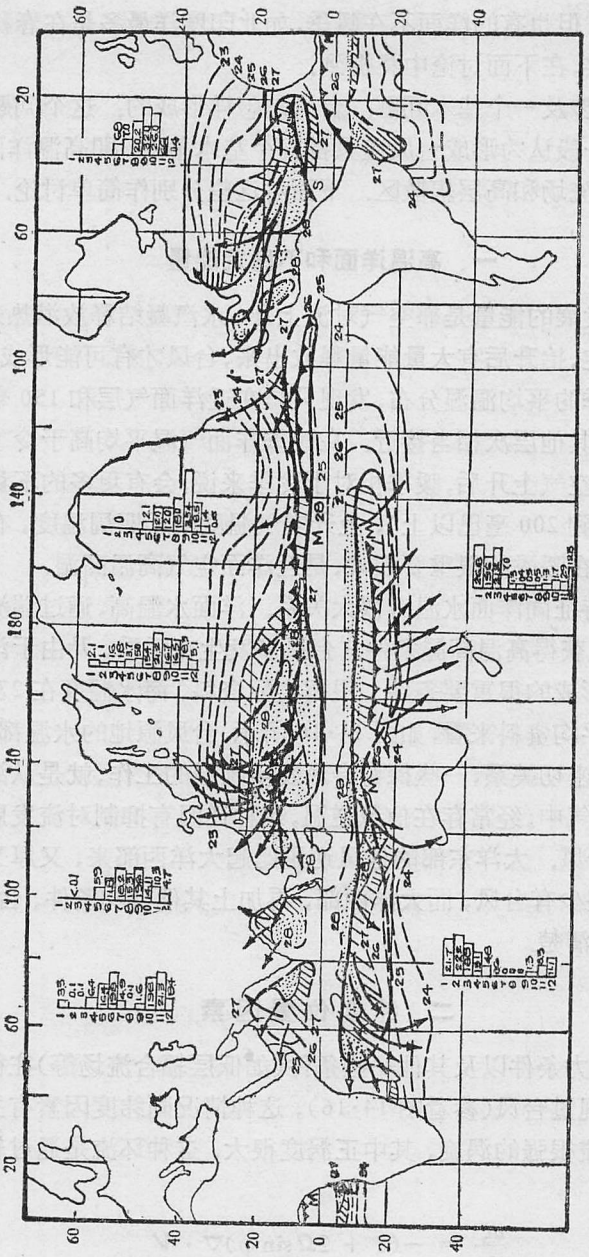


图 14·16 台风形成地区、盛行季节(小方块所示)、盛行路径(带箭头表示),暖季(北半球 9 月,南半球 3 月),洋面等温线(虚线表示)和赤道锋在海洋上的极端位置
(斜线区表示平均气温在 27° 到 27.5℃ 以内地区,点区表示平均气温大于 27.5℃ 地区)

季节、台风盛行路径、暖季海水温度和赤道辐合带综合在一起. 由图可看到两个基本事实:

(1) 台风发生有一定地区性,即台风源地只集中在低纬洋面某些地区,如低纬太平洋和大西洋西部等地,有的低纬洋面如南大西洋却没有台风.

影响我国台风的发源地有三: 一在菲律宾以东的洋面, 二在马里亚纳群岛和加罗林群岛附近的洋面, 三在南海海面. 源于南海台风因不太强, 在图 14·16 中未表示出来.

(2) 台风发生有一定季节性，多集中在暖季几个月份. 例如影响我国的台风，以 7，8，9 三个月出现最多. 但也有的洋面不在暖季，如北印度洋最多是在春秋季.

其他还有一些事实，在下面讨论中将提到.

根据这些事实，就涉及一个基本问题：台风是怎样形成的. 这个问题涉及的面很广，有些还无定论. 然而一般认为形成台风应具备五个基本条件，即高温洋面、纬度因子、微弱垂直切变、低层辐合流场和高层辐散区. 下面对这些分别作简单讨论.

一、高温洋面和不稳定能量

前面已谈到台风发展的能量是靠空气对流上升、水汽凝结释放潜热来维持. 因而只有在大气层结很不稳定，抬升后有大量能量释放出来，台风才有可能形成. 人们比较了低纬洋面上空暖季和冷季的平均温湿分布，发现只是在近洋面气层和 150 毫巴以上的气层，两个季节差别较大，而其他层次相当接近. 在暖季洋面气温平均高于冷季两三度，湿度也有所增高. 这样，洋面空气上升后，暖季相对于冷季来说，会有更多的不稳定能量释放，使得在很厚的气层里(达到 200 毫巴以上)，上升空气温度高于四周温度，有利于台风形成. 由此可知，台风都发生在暖季的很重要因素，是近洋面空气高温高湿.

洋面空气的温湿特征同洋面水温有很大关系. 洋面水温高，通过湍流交换，把热量和水汽输送给大气，空气获得高温高湿条件. 台风多发生在暖季，乃由于洋面水温高所致. 因而高温洋面是台风形成的很重要条件. 根据实际资料，海水温度在 27.5℃ 以上地区才有可能形成台风. 由平均资料来看，如图 14·16 所示，台风源地的水温都在 26°—27℃ 以上地区. 正因为有如此密切关系，一些探讨台风发生预报的工作，就是从海水温度入手的.

另外，热带洋面大气中，经常存在信风逆温，这种逆温有抑制对流发展的作用，因而逆温强的地区，很难有台风. 大洋东部的信风逆温比起大洋西部来，又厚又稳定，所在层次又低，以致大洋东部很少有台风，而大洋西部，再加上其他有利条件，台风很多. 这个结果，从图 14·16 看得很清楚.

二、纬度位置因素

在赤道地带，其热力条件以及其他一些条件(如低层辐合流场等)往往适合台风形成，然而在该处却没有发现过台风(参看图 14·16)，这种情况同纬度因素有关.

台风是气旋性环流很强的涡旋，其中正涡度很大，这种环流是通过辐合作用产生的. 由近似涡度方程

$$\frac{d\zeta}{dt} = -(\zeta + 2\Omega \sin\varphi)\nabla \cdot \boldsymbol{V}$$

可知，当地转偏向力很小(即接近赤道)，同时最初期台风相对涡度 ζ 也很小，这时虽有一定的辐合流场，涡度难于产生或者不易很快产生，达不到台风环流. 因此，在赤道上及其附近地带，台风无法形成. 只有在距赤道一定纬度以外地区，通常要离赤道 5 个纬距以外，才可能有台风.

三、微弱垂直切变

这个条件是从研究印度洋北部台风的季节性问题得到的. 印度洋北部在夏季有些条

件如高温洋面、纬度因素、辐合流场等，是有利于台风形成的，然而这个地区的台风季，不是夏季，而是春秋季．这个事实与下面情况有关，即南亚夏季盛行西南季风，在对流层高层为青藏高压南部的强东风急流控制，因而垂直切变很强，春秋季情况则不同，垂直切变微弱．考查全球其他地区也有类似情况，即台风多在垂直切变微弱的条件下形成．

有人利用全球 200 毫巴和 850 毫巴的平均图，求得全球各季 200—850 毫巴之间的垂直切变，这里取用其中 8 月份图(图 14·17)．把此图同图 14·16 对照可看到，台风源地同微弱切变地区有很密切的关系．例如在印度洋北部为负的切变最大地区，西南大西洋和北太平洋中部切变也较大，在 20—40 浬/时范围内，这些地区 8 月份都不是台风季．而在北太平洋西部切变很小，在 0—10 浬/时范围内，而且切变小的区域很广，这一点同这个地区是台风发生最多地区两者是密切相关的．

关于垂直切变强不利于台风形成的原因，一般认为是切变强时高层风大，潜热释放能量很快吹向远方，不利于暖性低压形成．同时，高层风很强，特别是在东风急流区，气旋式环流不易在高层建立，因而不利于低层的热低压发展成很深厚的台风．

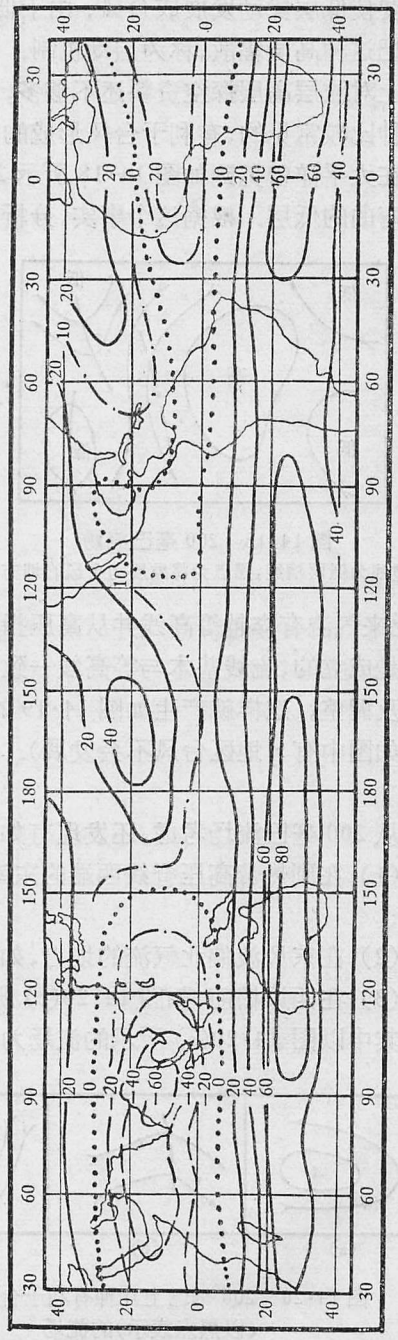


图 14·17　8 月份 200 毫巴和 850 毫巴之间的平均纬向风垂直切变
(正值表示 200 毫巴西风大于 850 毫巴西风，单位为浬/时)

四、低层辐合流场

由近似涡度方程可知，大气低层如没有辐合流场，虽然远离赤道，涡度也不能迅速产生，台风不能形成．同时，没有辐合流场，不能有大量空气抬升释放潜热，也不能形成台风．因此台风形成要有低层辐合流场．在热带、副热带洋面，适合这种流场的有下列几种系统：

(1) 赤道辐合带，有时称赤道槽或赤道锋．关于赤道辐合带的性质及在其上形成台风的过程，将在第六节讨论．这里先由图 14·16，看看台风形成地区同赤道辐合带的气候关系．较多台风形成地区，如西太平洋、北大西洋西部等同赤道辐合带经常在这里活动有密切关系．在南大西洋地区洋面温度和热力条件一般是适合的，然而由于赤道辐合带全年偏于北半球，使得这个地区没有台风．侵袭我国的台风，有不少是从赤道辐合带发展起来的．所以我国预报员对于赤道辐合带的南北位移非常注意．

(2) 东风波．这是东风带里的扰动，伴有辐

合流场，常因其加深形成台风，其形成过程将在第五节中讨论。

据统计，就全球来说，约有 83% 的台风是形成在赤道辐合带内的，有 15% 形成在东风波里，1—2% 形成在其他类型系统里。不过就西南太平洋影响我国的台风，在东风波里形成的百分比相对地高些，约为 25%。

五、高层辐散叠置在低层扰动之上

要使低层扰动发展成台风，由于低层辐合，必须存在高层辐散，并且超过低层辐合。有人把这种高层辐散，称为启动机制。高层辐散作用是一个容易理解的问题，可是由于在洋面上对流层高层探空资料还不够多，要解决这个问题还是受到一定限制的。这里只给出几种比较常见的，有利于台风形成的 200 毫巴流场，供作参考。

在太平洋曾见到如图 14·18 所示 200 毫巴流场，台风就在高空槽后部偏北气流作反气旋弯曲的低层。根据这个事实，分析了流场和等高线的关系，如图 14·19 所示。可以看

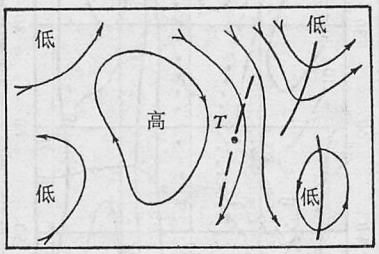


图 14·18　200 毫巴流场
（虚线为低层槽线，黑点为将发展为台风的地方）

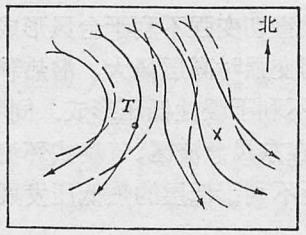


图 14·19　作用于低层扰动（图中黑点）上 200 毫巴北来气流和等高线（虚线）的模式

到，北来气流有穿越等高线并从高压指向低压的现象。根据梯度风原则，如果原来梯度风关系是成立的，流线基本与等高线一致，如后来在北来气流的右侧气压梯度急增，梯度风来不及调整，这样就产生如图 14·19 的流场。在北来气流的右侧产生辐散，左侧产生辐合（如图中有×地区台风不会发展）。这种高层辐散场叠置在低层扰动之上容易形成台风。

从 200 毫巴流场考虑，还发现有如下三种情况有利于低层扰动发展成台风：

（1）在副热带高压脊线西端的东南方，反气旋曲率沿气流增加的地方，如图 14·20(a) 所示；

（2）在东风波偏北气流的地方，如图 14·20(b) 所示；

（3）在西风槽前，如图 14·20(c) 所示。

其中以图 14·20(a) 所示的流场为最常见。这几种情况，都是在 200 毫巴涡度平流较强的地区容易形成台风。由涡度方程可知，辐散有一部分是由涡度平流所负担的，在涡度平流强的地区，意味着有流场上的辐散。

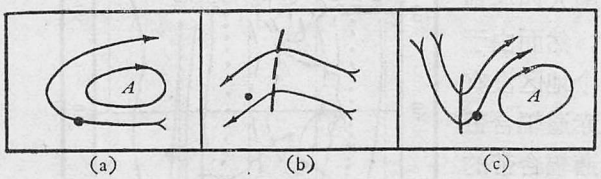


图 14·20　200 毫巴上几种有利于台风形成（以黑点表示）的流场

总之，关于高层对台风形成的问题，还需进行大量分析和研究，才能作出正确的结论。

最后还讨论一个问题，就是台风的衰亡和变性．台风发展的最后阶段是衰亡．到这个阶段，气压填塞很快，云系很不规则，风和雨都减小．在这里，介绍两种衰亡的情况．

一种是台风登陆后，填塞消失．很久以前人们认为，台风登陆后由于摩擦加大，向内加速，带进大量空气而填塞．但是根据对于摩擦作用的计算，它的作用并不大，登陆后很快减弱的原因之一，是由于台风离开了暖洋面，而失去了维持对流所需的热源．

另一种衰亡情况是，台风移到温带后，吸进冷锋和冷空气，台风变为锋面气旋．这种变性气旋往往还会发展，发展的能量，一方面由于潜热的释放，另一方面还由于位能的释放．

第四节　台风路径和台风移动的规律

一、台风路径的基本特点

台风是移动性的气压系统．经过多年对台风移动情况的观察，我们发现西太平洋的台风常是先向西或西北方向移动，以后再转向北或东北方向移动，移动路径多呈抛物线状．但也有不同情况，例如有基本上自东向西移动的路径．关于全球其他地区的平均路径，可参看图 14·16．在西太平洋对我国有影响的台风，归纳起来有三条主要路径（不包括南海台风），如图14·21 所示：

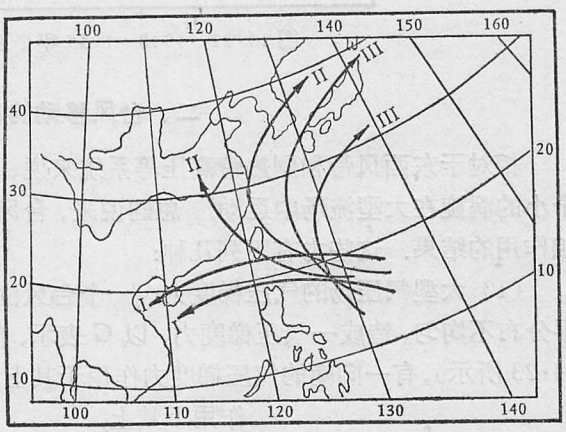


图 14·21　台风移动路径图

路径 I：台风从菲律宾以东一直向西移动，经过南海，在我国海南岛或越南沿海一带登陆．这条路径的台风一般称为西进型，对我国广东地区影响最大．

路径 II：台风从菲律宾以东海面向西北方向移动，穿过琉球群岛在我国江、浙沿海一带登陆；或向西北偏西的方向移动，横穿台湾海峡，在浙、闽沿海一带登陆．这条路径被称为登陆型．其中有的在大陆上消失，有的扫过大陆边沿而后移到海洋上．这条路径对我国影响范围大，也严重，尤其对我国华东地区影响最大．

路径 III：台风从菲律宾以东海面向西北方向移动，以后转向东北方向日本移去．这条路径呈抛物线形状，是最多见的路径．

一般说来，6 月前 9 月后的台风主要走 I、III 路径，7，8 月的台风主要走路径 II，也最复杂．台风在我国登陆的地点，经常在温州和汕头之间，其次是汕头以南．

以上路径是从多年来对台风移动的实际观察中归纳出的主要情况，它表示统计特点．但对某一个具体的台风来说，它又有自己具体的特点．从历史图上看，几乎没有两次完全相同的路径．台风的移动速度平均约为每小时 25—30 公里．一般说来，台风转向后比转向前移动要快一些，在快转向时，常有减速现象．

南海地区，常有台风发生，最大风速往往不到 12 级，但对华南地区影响很大．这

类台风的路径，还未进行统计研究，这里只给出少数年份个别台风的路径，作为参考（图14·22）．这类台风规模小，不太强，可能受外界大型流场影响大，路径很不规则．但也可以看出总的轮廓，即主要是西进型．

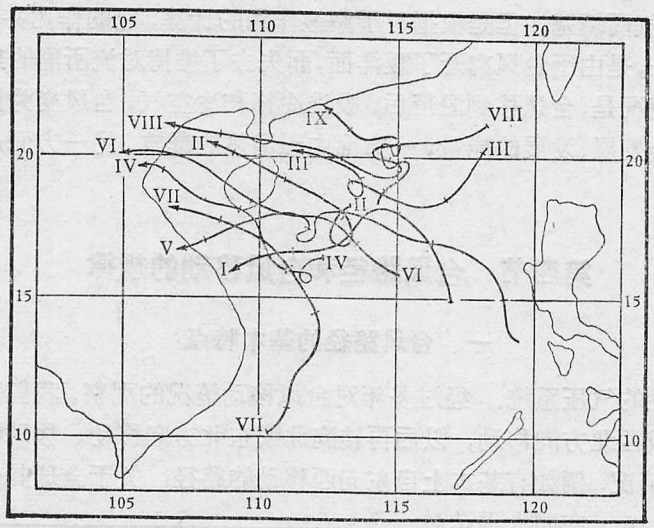


图 14·22　1948—1955 年个别南海台风移动路径

二、台风移动的基本规律

相对于东西风带和副热带高压等系统来说，台风的尺度比较小．它的运动相当于一个小的涡旋在大型流场中运动．总的说来，台风的移动是作用在台风上的内力和外力互相作用的结果．这些力有下列几种：

（1）大型气压场的气压梯度力：一个台风位于大型气压场中，由于大型气压场的水平分布不均匀，造成一气压梯度力，以 G 表示，作用于其上．例如台风在东风带里（如图14·23所示），有一向南的气压梯度力作用于其上；如台风在西风带里，有一向北的气压力作用于其上．

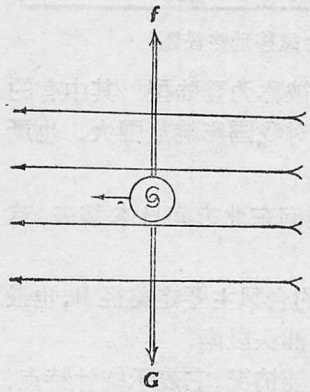


图 14·23　台风在东风带中受力作用示意图

（2）作用于台风整体上的地转偏向力：可以把台风作为一个整体，当它移动时，和一空气质点类似，也存在地转偏向力的作用，以 f 表示，它的方向和移动路径相垂直，并指向路径的右方．例如当台风由东向西移动时，总的地转偏向力的方向指向北．当台风向东移动时，它指向南．

作用在台风上的大型气压梯度力和作用在台风整体上的地转偏向力均可称为外力．当作用在台风上的这两种外力平衡时，则台风将沿着大型气压场的地转风方向移动，这时台风的移动，将表现出受基本流场的引导．台风受基本气流引导的规律，是台风移动的一个基本规律，这一规律对决定台风未来的移动路径有非常重要的作用．

日常所见到的台风，大体是沿着引导气流移动的．但是在应用引导气流这一基本规律作预报时，应注意两个问题：

第一，引导层的高度问题：究竟哪一层上的气流代表引导气流？这是个没有定论的问题，有的用500毫巴上的气流，有的用更高层如200毫巴，也有的取气层的平均气流．一般认为引导层取得高些为好，较强大的台风通常可达200毫巴附近．

第二，引导气流的变化：如果引导气流比较稳定，未来台风将沿引导气流移动，然而引导气流或者说引导层高度场，是在不断变化的，台风移动将受到变化着的高度场的影响．因此在实际预报中，台风移动预报准确与否，与引导层高度场预报准确与否有很大关系．

台风是否完全按照引导气流移动呢？根据大量事实的分析，我们发现它的路径也和引导气流存在着偏差．通常当台风位于东风带时，未来移动偏向于高压一侧，位于西风带时，偏向于低压一侧移动．图14·24为台风位于东风带里偏于基本流场右侧移动的典型例子．图14·25为台风位于西风带里偏于西风左侧移动的例子．关于这类偏差情况，有不少统计结果，这里就不列举了．

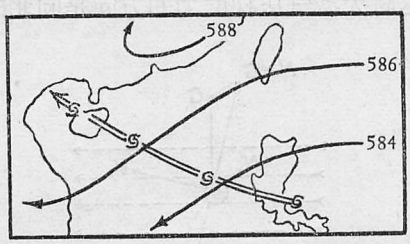


图14·24　1964年6月29日20时未来3天台风路径与500毫巴基本气流的偏离

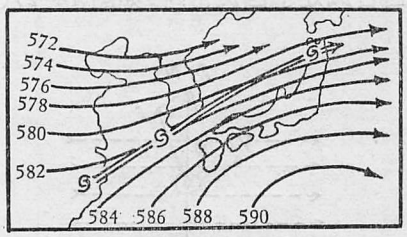


图14·25　1958年9月5日08时未来3天台风路径与500毫巴基本气流的偏离

(3) 向北向西的内力：台风路径为什么偏离于引导气流，有一种原因，就是还有一种所谓台风的内力作用于台风之上．这种内力是由于台风的内部流场所引起的．台风流场由两种流型组合而成，其一为气旋式流型，另一为辐合流型．由于地转偏向力的作用不同，前者产生一向北的内力，后者产生一向西的内力．现作简单讨论．

台风是一个近似圆形的等压线系统，空气运动可以看作绕垂直轴的圆形气旋式旋转．参看图14·26(a)．从东西方向来说，由于纬度相同，作用在台风中心东西两侧的地转偏向力数值近似相等，但方向相反，合力近似为零，而在南北方向上，由于地转偏向力随纬度增高而增大，作用在台风中心以北的地转偏向力比作用在南部的要大．如果把作用在台风的气旋式流场上的地转偏向力合成起来，则产生一个向北的合力．若台风范围愈大，风速愈强，则向北的合力愈大．

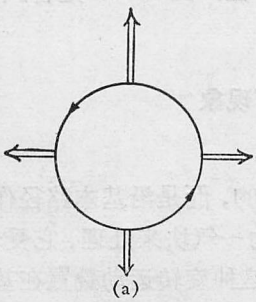


图14·26(a)　台风向北的内力示意图

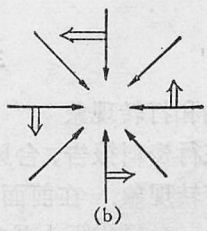


图14·26(b)　台风向西的内力示意图

台风又是一种辐合流型区，为简单计，可考虑对称情况．参看图 14·26(b)．在西部和东部，向南和向北的地转偏向力相等，互相抵消．北部纬度高于南部，向西的偏向力大于向东的偏向力，合成力是向西的．因而台风的辐合流型，产生一种内力，使其向西移动．

因此，作用于台风之上的总内力，应为上述两种内力的合成，合成力的方向应偏向于西北方．

作用于台风之上的力，除了大型流场气压梯度力 $\boldsymbol{G}$ 和地转偏向力 $\boldsymbol{f}$ 之外，还加上总内力，以 $\boldsymbol{N}$ 表示．台风运动时，加速度一般是不大的，基本上处于这三种力平衡之下，即：

$$\boldsymbol{G}=\boldsymbol{f}+\boldsymbol{N}$$

当台风处于东风带时，大型气压梯度力是指向南的，而内力 $\boldsymbol{N}$ 是指向西北的．因为地转偏向力 $\boldsymbol{f}$ 和内力 $\boldsymbol{N}$ 的合力和大型气压梯度力平衡．如图 14·27 (a) 所示，$\boldsymbol{f}$ 的方向必须指向东北，而台风移动的方向必须和地转偏向力垂直，所以台风移速 $\boldsymbol{V}_0$ 将和引导气流（即大型气压场的等压线）有一交角，偏向高压一侧，这和图 14·24 所示的特点是一致的．

当台风处于西风带时，如图 14·27(b) 所示，这时大型气压梯度力的方向是向北的，而

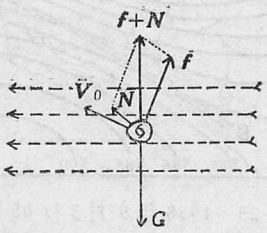


图 14·27(a)　东风带中台风所受内力 $\boldsymbol{N}$ 和外力 $(\boldsymbol{G},\boldsymbol{f})$ 及其移动方向．($\boldsymbol{V}_0$) 与基本气流的偏差

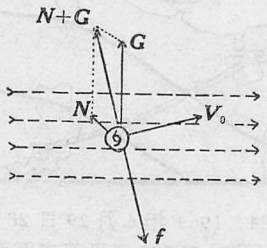


图 14·27(b)　西风带中台风所受内力 ($\boldsymbol{N}$) 和外力 ($\boldsymbol{G}$、$\boldsymbol{f}$) 及其移动方向 ($\boldsymbol{V}_0$) 与基本气流的偏差

内力 $\boldsymbol{N}$ 仍指向西北，这时地转偏向力 $\boldsymbol{f}$ 与气压梯度力和内力的合力相平衡．在这种情形下，台风移速 $\boldsymbol{V}_0$ 方向应和等压线有一交角，并偏向低压的一方，这和图 14·25 所示的情况一致．此外，我们还可以看出，在同样的大型气压梯度力的情况下，台风在西风带的移速要大于东风带的移速，这也和实际情况相一致．

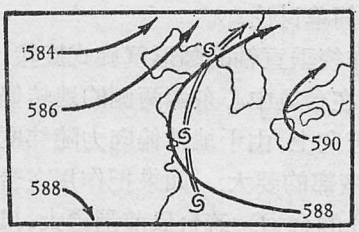


图 14·28　1964 年 7 月 27 日 20时未来 3 天台风路径与500毫巴基本气流

当台风处于转向时，和大型气压场的关系，应具有上述两种特点，在东风带时偏向高压，在西风带时偏向低压，其具体特点是：台风的路径在转向点处的曲率半径大于大型流场的曲率半径．图 14·28 是台风转向时的一个典型的例子．

三、台风移动的一些“异常”现象

1. 摆动和打转现象

根据飞行资料报告，台风移动实际路径并不是光滑的，而是沿基本路径作左右摆动，有时还有打转现象．在前面考虑引导气流时把台风作为一气块来处理，它受着基本气流引导而移动．台风实际上是旋转（气旋式）运动体，如把这种旋转运动叠置在基本气流上，将会出现一定振幅的摆动．台风在这里很象陀螺运动．当一个陀螺作气旋式旋转时，受

到一暂时的外力，陀螺的中心也将作一反时钟(气旋式)圆弧运动．台风受外力作用后也将作气旋式圆弧运动．这种运动和引导气流引导它作反气旋式抛物线运动的方向相反．两种作用的结果，导致台风在基本路径上作左右摆动．当陀螺效应比较大时，台风甚至出现在原地打转的现象．

2. 成对台风的相互作用

在西太平洋上常出现有两个台风同时存在的现象，这时在两个台风之间也可出现互相牵制的运动．图 14·29 就是一个实例．这时两个涡旋相互成反时针旋转．图 14·30(a)为两台风的实际路径．由于这两个台风的相对涡度的强度(或中心强度)近于相等，它们是近于绕着两台风联线的中心旋转的．如果以旋转中心为固定点，可作出两台风的相对运动，如图 14·30(b)．由图可见，两台风相互成反时针旋转，同时互相吸引趋近．这里给出的只是一种简单情况．

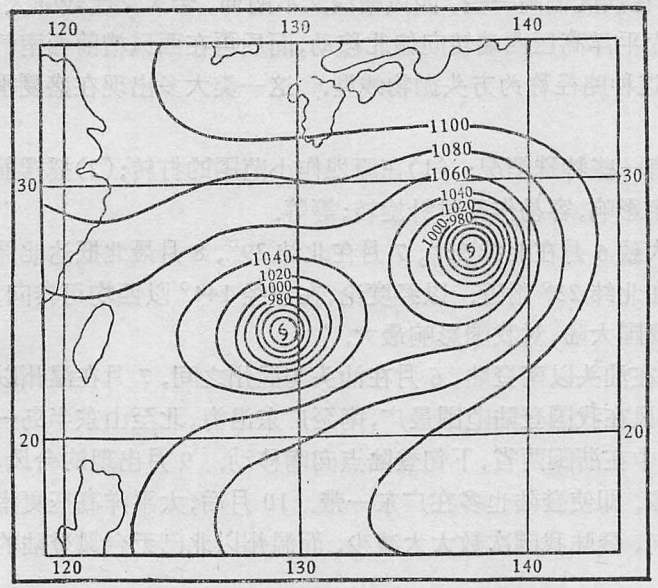


图 14·29　1945 年 8 月 25 日地面图

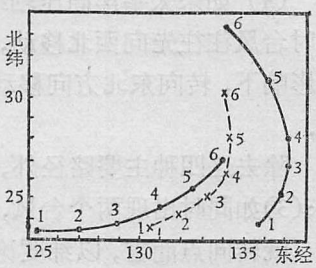


图 14·30(a)　两台风路径(实线)和转动中心路径(虚线)．(每点间隔 12 小时)

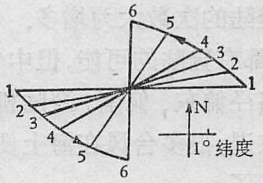


图 14·30(b)　两台风的相对运动

3. 台风偏心现象和移动

观测事实发现，台风移动的方向常与最大风速的方向是一致的．最大风速所在的象限，等压线很密集，在风速小的象限，等压线很疏散．这种现象，表现在近于圆形的等压线向某一象限集中，称为台风的偏心．有人曾从等压管中质量输送的观点，说明这个问题，此处不再介绍．但有的结论，在预报中有参考价值，现列举其重要者如下：

(1) 当台风的东北部(相对移动方向而言，下同)风速最大时，台风将向西北移动．

(2) 当台风西北部风速最大时，台风将向西南移动．

(3) 当台风东南部风速最大时，台风一般向东北移动．

四、台风路径的预报方法

台风路径的预报主要要考虑外力和内力的共同作用．在考虑引导作用时，大型流场本身的变化也是非常重要的．此外，长期预报实践所总结出的统计规律，很有参考价值．

1. 台风路径的几种形式和统计特点

根据经验总结台风移动大体有如下几种主要情况：

(1) 太平洋高压强盛时，长轴呈东西向，并有所西伸，在高压南部发生的台风一般沿东风气流往西运行，容易在中南半岛登陆，如太平洋高压略为偏北，有可能在我国华南一带登陆，这就是西进型路径.

(2) 当西风带冷高压变性为暖高压并入太平洋高压时，高压轴线呈西北西—东南东方向. 此时台风向西北运行，常在华东沿海登陆，并深入内陆而消失. 这就是登陆型路径，这型多发生在盛夏时期.

(3) 太平洋高压不强盛时，西风槽刚往南伸，这时台风容易由太平洋高压南边绕过其脊线而在槽前西南气流引导下，往东北方向运行，转向后移速加快，其路径呈抛物线. 夏末秋初时，多属于这一型.

(4) 如果太平洋高压轴线所在纬度偏高一些，西风槽线又不南伸，台风又比较强大，这时台风往往先向西北移动，到太平洋高压西端转向偏北移动，而后再在西风槽前西南气流影响下，转向东北方向移动. 这种路径称为方头抛物线型. 这一类大多出现在盛夏季节.

除去这四种主要路径外，还有一些特殊情况：(1)在原地作小范围的打转；(2)摇摆前进；(3)如同时出现两个台风，互相影响，容易作反时针旋转；等等.

就转向点而言，以纬度论，大致 6 月在北纬 23°，7 月在北纬 29°，8 月最北抵达北纬 30°，9 月返回北纬 25°，10 月又在北纬 23° 附近. 以经度论，在东经 144° 以西均可转向，7 月转向点最偏西，靠近或伸向我国大陆，对我国影响最大.

就登陆地点而言，一般 5 月在汕头以南登陆，6 月在汕头与温州之间，7 月在温州以北登陆的次数大为增多. 8 月台风在我国登陆范围最广，南至广东沿海，北至山东半岛一带，都有登陆的可能，但中旬多集中在浙闽两省，下旬登陆点向南移动. 9 月出现的台风，因路径偏东、偏南，登陆机会不多，即使登陆也多在广东一带. 10 月后，太平洋高压更南移东退，很多台风在海上便已转向，登陆我国次数大大减少，而温州以北已无台风登陆的可能了.

2. 太平洋高压对台风路径的影响

考虑太平洋高压对台风移动的影响，不仅首先考虑台风和高压的相对位置，而且要估计高压的未来变化. 根据经验有如下一些规律：

(1) 当台风位于高压的南缘，受偏东气流的引导，将向偏西方向移动. 若高压有显著加强或西伸，则台风暂时不易转向，将继续往西. 若高压有明显减弱或东退，台风容易转向.

(2) 如高压脊的位置西伸较多，但强度反有减弱趋势，此时，如处于其南侧的台风又较强，可使高压分裂为二，台风从其间北上.

(3) 当高压脊线有自东西向转为南北向的趋势，台风很快转成往北运行[如图 14·31(a)和(b)所示]；当台风移到较高纬度时，高压脊线又往台风南部伸展，同时因台风处于西风带控制下，再度转向往东北方向运行，当台风运行到更高纬度，高压脊又恢复到东西向[如图 14·31(c)和(d)所示]. 这种情况，与其说是高压控制台风移动，还不如说彼此相互牵制作顺时针旋转.

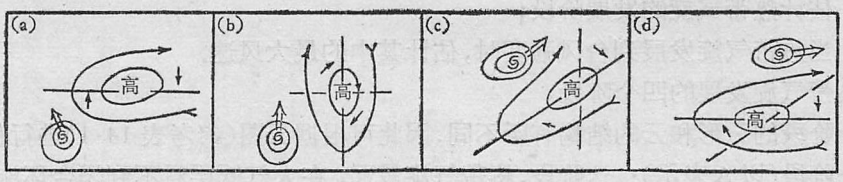


图 14·31　太平洋高压和台风之间的相互运动

(4) 呈抛物线路径的台风，转向点的纬度与当时比较稳定的太平洋高压脊线所在的纬度基本一致；脊线稳定于北纬 20°—24° 之间时，台风易在海上转向，脊线稳定于北纬 27°—30° 之间时，台风易在我国登陆.

(5) 台风中心在太平洋高压东西向长轴的西南方，距太平洋高压脊线小于 5 个纬距时，100% 要转向，大于 10 个纬距时，95% 不转向. 太平洋高压呈南北向时，台风 82% 以上要转向.

3. 西风槽对台风移动的影响

考虑太平洋高压对台风移动的影响时，还应和西风带中低槽的活动联系起来，着眼于低槽是在发展还是在减弱，若在西部地区有发展着的大槽东移，太平洋高压也有东退现象，则随着东风气流的减弱，台风将很快转向，在西南气流的操纵下向东北方向移去，如图 14·32 所示. 如果东移的低槽无发展，且槽后有暖高压东进并有和太平洋高压打通的趋势，台风将不会转向而继续西移.

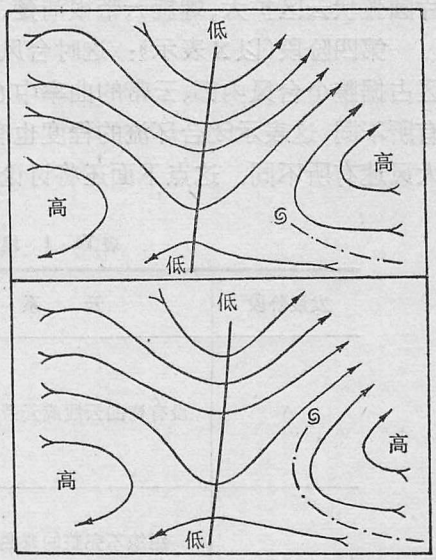


图 14·32　西风槽对台风移动的影响

4. 平均温度场的作用

基本气流对台风的引导作用不是表现在某一层，而是在台风所在的整个厚度层内的基本气流都起作用. 这时引导气流就不仅包含着某一等压面上的流场，而且还包含着某一厚度层内的平均温度场. 实践经验指出，台风趋向于沿着 1000—500 毫巴平均温度场的暖脊线移动. 因此利用 1000—500 毫巴平均温度场图可制作台风短期移动的预报.

5. 其他方法

除上述方法而外，外推法同样可用于台风移动预报. 特别目前我们在沿海已建立了探测台风的雷达网，可以及时准确地掌握台风中心位置的情况下，应用外推法作台风短时预报效果还是较好的. 利用 3 小时变压或 24 小时变压也可预报台风的移动. 一般台风向 3 小时或 24 小时最大负变压中心偏西半个纬距的方向移动. 台风移动方向还大致和 3 小时正变压中心与 3 小时负变压中心的连线平行；若这条连线的方向有突然变化，则是台风将要转向的征兆.

五、卫星云图在台风预报上的应用

卫星云图在台风上的应用，主要有两个方面：

(1) 估计热带气旋的发展阶段;

(2) 当热带气旋发展到台风强度时,估计其中的最大风速.

1. 热带气旋发展的四个阶段

四个阶段的云形和云的结构有所不同,因此可根据云图(参考表 14·1)进行估计:

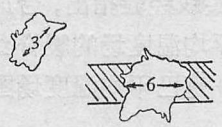
第一阶段(以 A 表示): 这阶段,热带气旋最弱,在大气低层看不到闭合环流,只有在云图上可以看到有发展前途的一团稠密积云区,这个积云区或处在东风波的槽线东侧(见后面介绍),或处在赤道辐合带内,或在这带稍北一些地区. 这阶段积云区的特征是: 在云系中没有弯曲的云线,云图上不能确定出热带气旋的中心.

第二阶段(以 B 表示): 这阶段,热带气旋在低层流场上有时可观测到微弱闭合环流. 在云图上有一些弯曲的积云线或积云带出现,但组织不够完整,它们是和一片稠密的云区相连接,并且雨带位于云区的西侧. 这时从云图上还是难于确定出气旋中心.

第三阶段(以 C 表示): 在低层有明显的环流中心,随着这阶段不断发展,环流是在加强,最大风速最初在 10—20 米/秒范围内,而后可增强到 30 米/秒. 所以,热带气旋已达到台风强度. 云图上表现云系的特征是: 有明显的弯曲的云线或云带,并表现有明显的云系中心. 这阶段的初期是有一些细的积云线向云系中心旋转. 进一步发展,可以观测到大片云区也呈圆弧状,组成个半圆形,圆的另一面为一些螺旋状云线. 再发展下去,大片圆弧状云区扩大,螺旋云带很清楚,而且高层卷云有很明显的散开现象.

第四阶段(以 X 表示): 这时台风已发展很完善,达到最强阶段. 云系主要特征是,云区占据整个台风内部,云带的曲率中心位于主要云区的内部,但由于螺旋云带的弯曲程度有所不同,这表示闭合环流的程度也有很大差异. 按照这种差异又可分为四类,各类的最大风速有所不同. 这点下面还将讨论.

表 14·1 根据云图估计热带气旋的发展阶段

发展阶段	云 系 特 点	示意云形
A	没有弯曲云线或云带,有一团积云区.	
B	组织不完整的弯曲云线或云带,低层难于确定气旋中心.	
C	组织完整的弯曲云线或云带,有确定的气旋中心.	

2. 估计台风中最大风速

台风中最大风速是出现在台风内部对流性云区内,因此可以根据云区内云的结构将台风分为四类,而后再参考云区的直径大小,来判断最大风速. 四类台风的云形和特点如

表 14·2. 在我们确定了哪一类台风以后，接着就确定台风内部密蔽云区的直径大小（可以纬距表示），而后根据经验图表（图 14·33）来决定最大风速. 所谓台风内部密蔽云区是指或者被云完全密蔽的区域，或者极大部分密蔽，只有少量裂云区而言的.

表 14·2 从卫星云图上分台风为四类

类别		形状
第一类	螺旋云带并不完整. 在中心云区内部表现不出显著的云系中心.	
第二类	螺旋云带很明显. 在中心云区内部由螺旋云带确定出热带气旋的中心.	
第三类	云带表现成中等程度的同心圆. 在中心云区内部有不规则形状的眼区.	
第四类	云带表现成完整的同心圆. 在中心云区的中心附近出现圆形的眼区.	

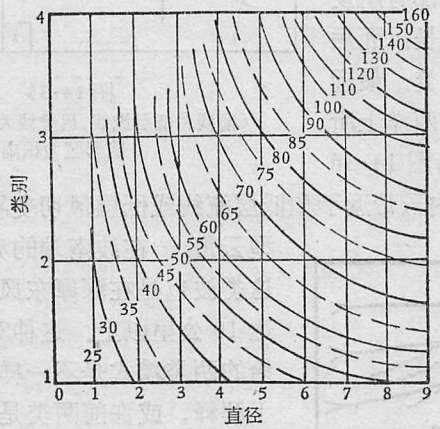


图 14·33 决定台风最大风速的经验图表（单位：浬/时）

第五节 东 风 波

在副热带高压南侧的深厚东风带里，受到扰动后产生一种波动，称为东风波. 它是倒 V 形低压槽区，槽线或呈南北向，或呈东北—西南向，槽西部为东北风，东部为东南风. 这种波可以发展得很深厚，有的到对流层中层，有的可到对流层高层. 图 14·34 为西太平洋

我国邻近洋面上东风波的例子.

一、东风波的一些基本特征

人们最初从东风波的天气分布发现有两种类型：一种是集中在槽线东侧，一种是集中在槽线西侧. 在热带洋面地区，低层流场的辐合辐散区（或涡度为正或负地区），再加上湿层厚度分布，与上升下沉运动有很密切的关系. 如低层流线辐合，湿层很厚，为上升运动地区，反之为辐散下沉地区. 在加勒比海地区发生的东风波，其流线是在波后（波的东部）有辐合上升运动，波前（波的西部）为辐散下沉运动. 由于上升运动伴随着水汽向上传递，因此波后湿层深厚，波前湿层浅薄，只在近地面层里，坏天气产生在波的后部，如图 14·35(a) 所示. 这种类型的波在西太平洋我国邻近洋面上也有所发现，然而比较多见的是属于另一类型，如图 14·35(b) 所示. 在波后流线是辐散的，波前是辐合的，因此波前湿层较波后为厚，坏天气集中在波前.

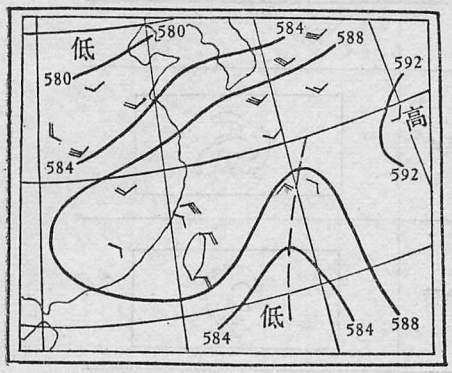


图 14·34　500 毫巴上东风波

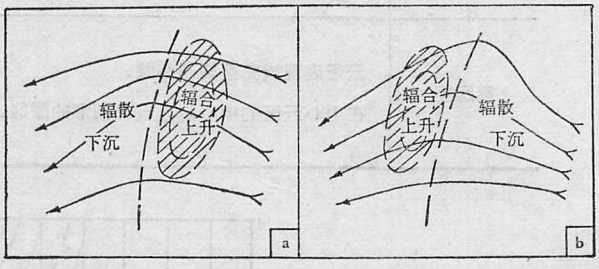


图 14·35　东风波模式
（箭线为低层流线，粗虚线为槽线，细虚线表示湿层厚度，阴影区为积雨云区和降水区）

上述两种类型的东风波发现比较早，特别是如图 14·35(a)所示的，是第二次世界大战后期在加勒比海发现的，随后在太平洋东部有所发现. 这类模式维持时间较长. 而后在西太平洋发现的是另一类. 最近几年从卫星云图上在北大西洋上所见到又是另一种情况，如图 14·36 所示. 云型是倒 V 型，波内云带近于和低层流线或低层风切变平行，而且有时有两条倒 V 型云带. 在波南端的赤道辐合带又有一条云带. 这类波也是在深厚东风带里发展的，伸展高度可达 10 公里以上. 这种对称倒 V 型云系和前面所给的两类模式是不一样的. 这种不同，现在还难于解释，或许前两类是在靠近大陆地区情况比较复杂些. 最近有人从卫星云图上分析和东风波相联系的云群活动情况并指出，这种云群强度是多变的，逐日变化很大，可能有些天很清楚，有些天不清楚甚至可能消失，但是波的强度好象并不因此而有变化. 因此，东风波云带分布的不同，或许是由于当倒 V 云型东风波移近大陆，受到高层西风槽影响而造成的. 譬如倒 V 云型东风波西移，

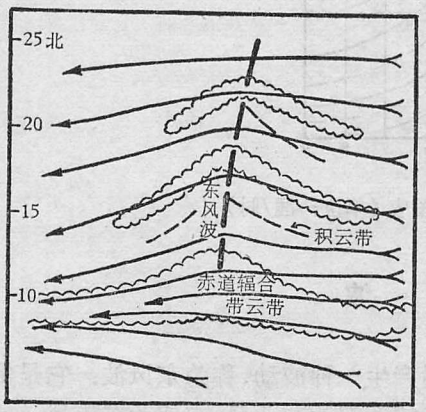


图 14·36　东风波和倒V型云带

如恰好移至高空槽西南气流的下方，在波槽以西对流容易发展，云量增加，容易形成如图14·35(b)所示的情况．如波槽已移过西风槽线，波槽以西天气多晴朗，波槽以东对流云发展，容易形成如图14·35(a)所示的情况．

东风波的热力结构，也有值得研究的地方．与图14·35(a)所联系的热力场，根据已知的结果是：低层槽后冷于槽前，高层槽后暖于槽前．此类波槽后高层暖，是由于大量潮湿空气上升放出潜热而增暖．然而低层槽后较冷又是上升的地区，槽前较暖又是下沉的地区，这是一种反环流的情况，这就涉及到与波相联系的环流是怎样维持的问题．

东风波受东风气流引导，自东向西传播，移速每天约5个经距，或500公里左右．一般可维持几天．根据波谱分析太平洋的情况指出，波的周期为4—7天不等，而且大洋东部短些，约4—5天，西部长些约6—7天，大洋东部波的振幅要比西部小．

二、东风波形成过程和预报

东风波形成的原因，还不十分清楚．下面给出一种经验事实，仅供参考．这个问题的解决，还有待于事实的总结．

当副热带高压位置偏北，高压脊呈东西走向时，在高压南侧深厚东风里受到扰动容易形成东风波．有人认为对流层高层西风槽往赤道显著延伸，是东风带受到扰动的一种比较有效情况．图14·37就是受这种扰动使东风波形成的一种情况．当有较强的西风槽自西向东移动，且延伸到较低纬度，这时副热带高压常分裂成两个中心．如图14·37(a)，(b)所示．在高压南部东风带上会出现相应的波动．当西风槽南北部分分裂[如图14·37(c)]，西风槽向东移，东风带里波动可以加深形成东风波并向西移，如图14·37(d)所示．

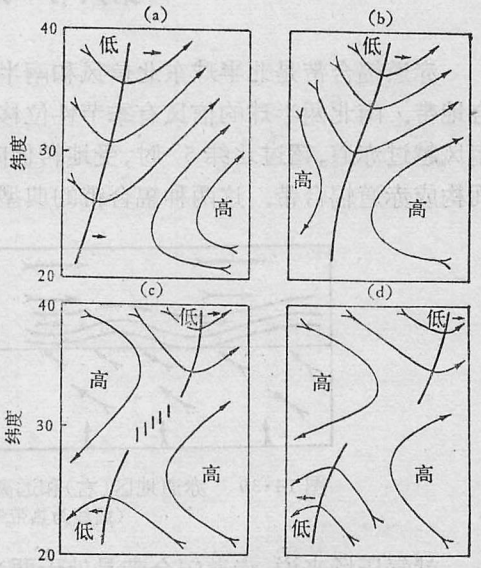


图14·37　延伸西风槽促使东风波形成的过程

东风波生成后自东向西移动过程中，速度比较有规律．例如在我国东部洋面上的移动速度每天约500—600公里．因此，可根据连续位置进行外推．广州地区的预报员有这样的经验：当东风波影响到菲律宾或我国台湾省南部，使其产生雷阵雨天气后，两天左右东风波便会影响到广州地区．

东风波的移动同样有明显的变压特征，一般波前为负变压，波后为正变压．东风波向3小时负变压中心区移动，因此，注意3小时负变压中心的位置和强度变化，对预报东风波的移动是很重要的．

东风波在其西移过程中，如与西风槽相遇，两者都有减速趋势．一般来说，当东风波西移到陆地上，大多减速，并减弱趋于消失．东风波对我国东南沿海几省有影响，登陆后再加地形抬升暖湿空气，常造成暴雨天气．

三、东风波与台风发展

东风波在其槽区如有加深现象，有可能发展成热带低压，再进一步加深可能发展成台风．过去，由于洋面资料很少，对这种发展过程只有粗略了解．自有了卫星云图以后，可以补充资料不足，从云形发展上看，较为清楚些．有人将这种发展过程分为四个阶段，给出示意图（图 14·38），可供预报东风波发展成台风时的参考．

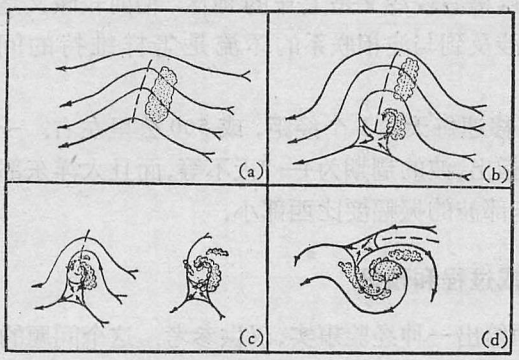


图 14·38　东风波发展成台风的卫星云图模式
（a，b，c 阶段，带箭头的线为梯度风流线，
d 阶段为200毫巴流线）

在 a 阶段，东风波槽线以东有一近于南北向云带，这时波内没有闭合环流．b 阶段，云带分裂，南端的逐渐变成逗点状云形，有不完整的闭合环流．到 c 阶段，逗点状云进一步发展，逐渐形成云区中心，螺旋状云带明显起来．波槽处闭合环流表现清楚．再发展下去（d 阶段）高层有流出云线或云带，这时已发展成台风．根据初步统计，东风波发展成台风的可能性只有 1/4．

第六节　赤道辐合带

赤道辐合带是北半球东北信风和南半球东南信风，在赤道附近相遇所形成的气流辐合地带．南北两半球的信风有季节性位移．当北半球夏季时，东北信风北移，南半球的东南风越过赤道，超过北纬 5° 时，受地转偏向力影响变成西南风，于是东北信风和西南风之间构成赤道辐合带．这两种辐合带的典型风场如图 14·39 所示．

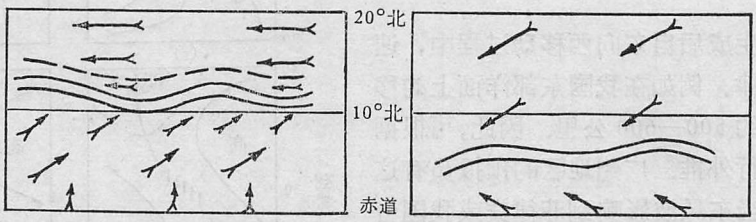


图 14·39　赤道地区（右）和远离赤道（左）的赤道辐合带及其附近风场
（虚线为热带气旋发生的典型位置）

就气压场来说，赤道辐合带是处于两半球副热带高压之间的一宽广低压区内，这个低压区称为赤道槽．一般来说，赤道槽和一条赤道辐合带相联系，然而在短时间内也会有两条．

赤道辐合带有明显的季节变化．1 月份全球平均位置在南纬 5° 左右，7 月在北纬 12°—15° 左右．而且各季平均的位置在各经度上差别很大，表现为南北摆动，摆动振幅可达 25 个纬距．例如 1 月平均位置在南纬 17° 至北纬 8° 之间摆动，7 月在北纬 2° 至 27°．自然短时间内的摆动更大．季节变化和各季南北摆动，以太平洋西部到亚、非的经度范围

内为大. 参看图 14·40，在我国南部及其邻近地区，1 月在南纬 10° 左右，8 月在北纬 20°—30°. 这种特点多少是同海陆分布有关. 我国和南亚属于季风气候区，冬季盛行西北气流，可跨越赤道，赤道辐合带被推到南半球，夏季盛行东南季风和西南季风，我国南部一直到印度为赤道气流控制，大陆上的热低压到印度低压一般可视为赤道槽的一部分.

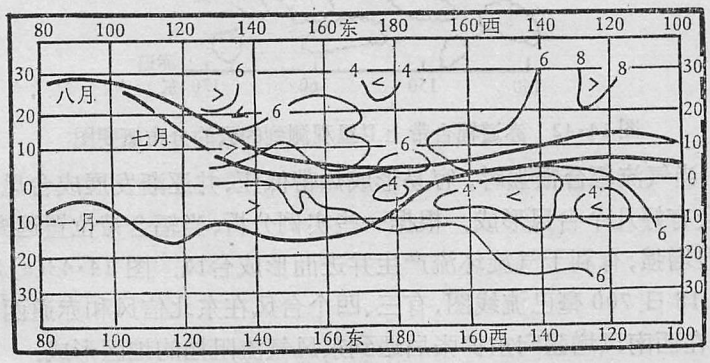


图 14·40 1 月，7 月和 8 月赤道辐合带的平均位置
(粗线和粗虚线)和 8 月份平均云量(细线)

在每天天气分析中，赤道辐合带也并不是环绕全球的，而是在某些地区清楚些，某些地区有断裂现象. 相应地，赤道槽在某些地区呈近于纬向闭合低压，在有些地区只是相对低压带. 图 14·41 为 1969 年 7 月 22 日 08 时 850 毫巴辐合带(双线)的实例. 在此实例中，辐合带有两、三个闭合低压区.

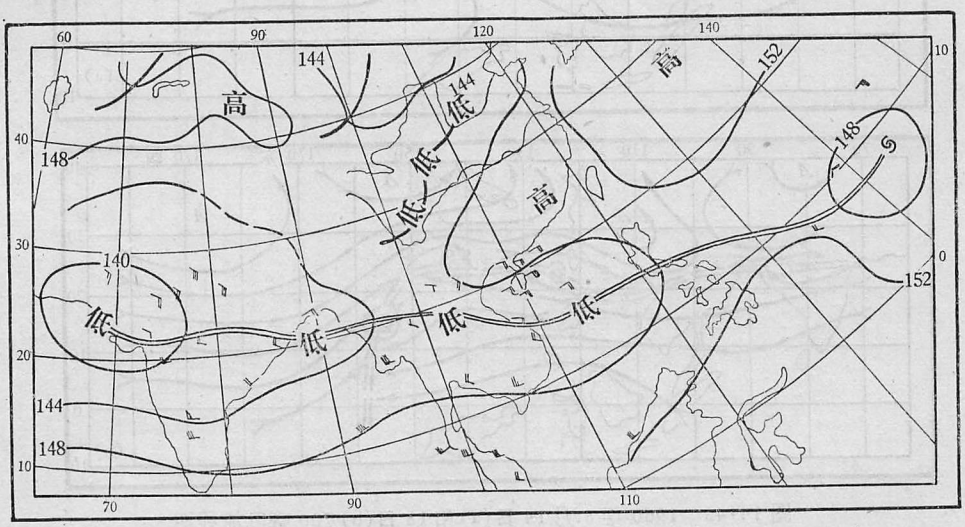


图 14·41 1969 年 7 月 22 日 850 毫巴图

由于气流辐合，加上空气是暖湿对流性不稳定的，上升运动造成低云、降水、雷阵雨等天气. 严重的天气现象集中在沿辐合带的狭长带内.

但是，整条辐合带上也不一定都是恶劣天气. 只在风场在强辐合地带，或气压场上气旋性弯曲最大的地方，天气才很恶劣. 在只有风场切变而无辐合，甚至表现为辐散地带，往往只有一般天气或无云天气. 从图 14·42 可以看到，虽然赤道辐合带是云系集中地区，但是云系呈块状分布，有的地区云却很少. 从图 14·40 上也同样看到这点.

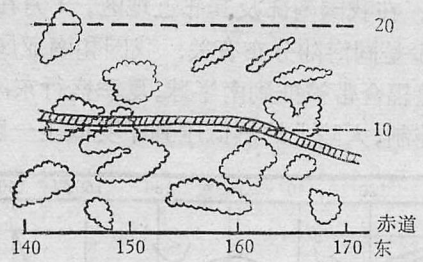


图 14·42　赤道辐合带上卫星观测到的云的分布概要图

辐合带上，当气流辐合很强时，容易形成热带低压，并逐渐发展成台风．而且有时在一条辐合带上会有好几个台风形成．根据一些实例分析，当辐合带位置远离赤道时，其南侧西南风有明显增强，有利于气旋环流产生并进而形成台风．图 14·43(a) 和 (b) 为 1960 年 8 月 14 日和 18 日 700 毫巴流线图，有三、四个台风在东北信风和赤道西南风的辐合带上形成，而且是在西南风增强向东扩张后遇到东风气流阻挡的地区形成．

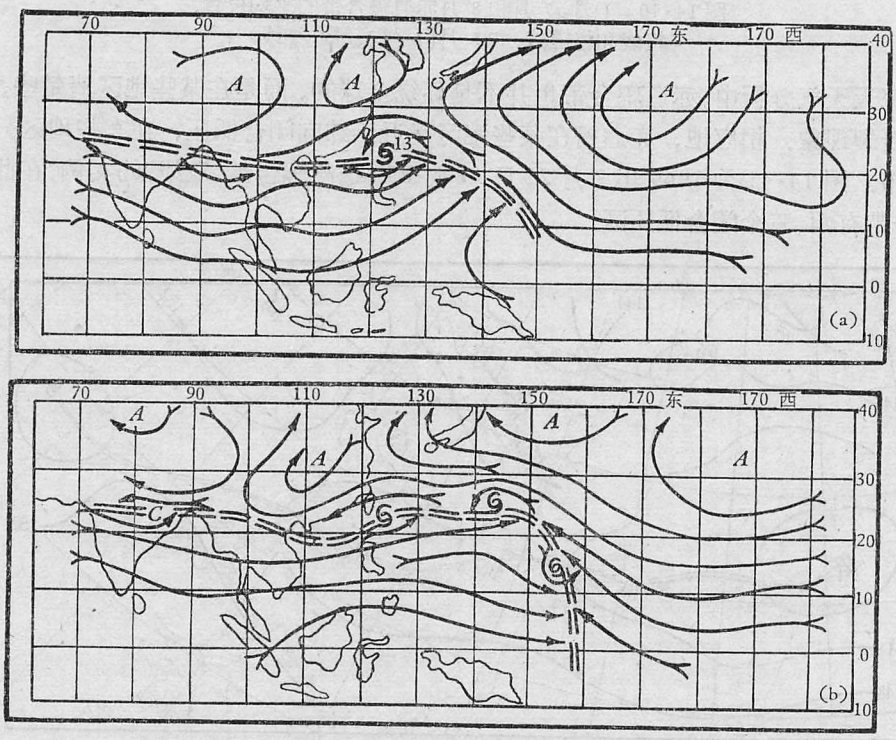


图 14·43　1960 年 8 月 14 日(a)和 18 日(b) 700 毫巴流线图

(图中 *A* 为反气旋，*C* 为气旋，下同)

赤道辐合带可因南半球空气向北涌入北半球而断裂，西边一段向北推进，东边一段仍保持其原来位置并往西伸，在其间形成反气旋环流．这种现象过去从流场分析已看到，近些年来卫星云图也证实这一点，参看图 14·44．当南半球东南气流向北推进，到北半球变为西南气流，使赤道辐合带向北推进并变形，如图 14·44 所示．过 1—3 天以后，移入北半球空气远离赤道，变成西南气流并作反气旋弯曲，再进一步发展，辐合带云带断裂，西边部分向北推进，东边部分向西伸展，中间形成反气旋环流．

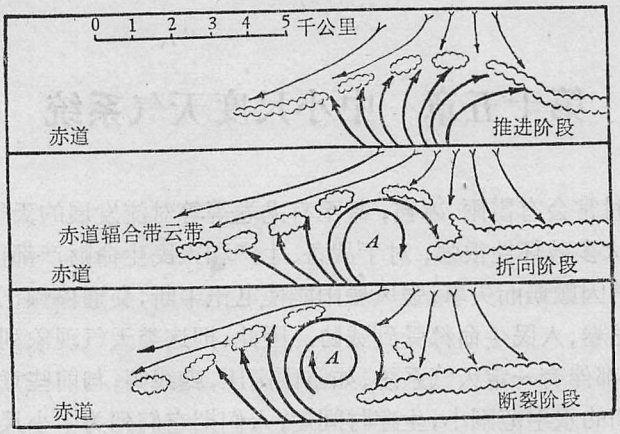


图 14·44　赤道辐合带因南半球北移空气而断裂

赤道辐合带对我国华南和南海一带天气影响很大. 每年 6 月开始，在 7，8 月份盛夏季节里，甚至到 9 月，它经常活跃在南海地区，常在其上发生南海低压和南海台风，影响华南天气.

第十五章　中小尺度天气系统

在暖的季节，时常会有雷雨、冰雹，甚至有龙卷等等对流发展的天气现象．它们之中除去个别情况外，大多破坏性很强，对于战备、生产和人民生命财产都很有影响．例如强烈对流，飞机航行常因颠簸而失事；强风暴雨能使电讯中断，交通停顿；严重冰雹，庄稼果木大受摧残；遇有龙卷，人民生命都受到威胁．因此，把这类天气现象列为灾害性天气．

这些天气现象都伴有一定天气系统，如雷雨高压，飑线等，与前些章所讨论的气旋、长波等系统相比，它们的水平范围小，生存时间短，人们把它们列为中小尺度天气系统，简称中小系统．本章将加以阐述．关于中小系统和天气的预报途径，虽然还未定型，也在本章内给些线索，这些线索大多来源于大型天气形势，这是近二十年来中小系统研究的趋向．

第一节　中小系统的特点及其特征数值

确定中小系统，是根据它们的共同特点，而区别于天气尺度系统或大尺度系统．其特点主要有：

1. 空间尺度小

前几章所讨论系统的水平范围，一般在几百公里到几千公里，而中小系统的范围一般在几公里到几百公里，小的象龙卷可在 1 公里以下．为着区分起见，又把几十公里到百公里的称为中尺度系统，如飑线、中尺度高压、低压、龙卷气旋之类．10 公里以下的称为小尺度系统，如积云单体、龙卷等．从分析预报角度考虑，一般天气图比例尺小，测站距离以百公里计，自然不适用于中小系统，因此为了使这些系统不漏掉，要建立相距几十公里乃至几公里的稠密台站网，甚至更稠密些，并配合雷达来进行分析预报．

严重对流的系统，大多可发展到整个对流层，因而垂直范围同水平范围很接近，而天气尺度的天气系统垂直范围远小于水平范围(两者之比小于 1/100)．

2. 生存时间短

一般象飑线中系统生存只有几小时至十几小时，通常不超过 24 小时．龙卷气旋也只有几小时，雷雨单体甚至还不到 1 小时．这比起天气尺度的天气系统的生存时间就很短促了．

3. 要素场的梯度很大，天气现象激烈

大尺度天气现象，要素场梯度较小，气团内部更是如此，即便是梯度大的锋区附近，一般温度和气压也要相距 1 百至几百公里才变化几度和几毫巴，然而中小尺度天气现象中要素场的梯度要大得多，例如，气压梯度可达 1—3 毫巴/公里，温度梯度可达 5℃/10 公里．大尺度锋面过境时，变压一般是 1—2 毫巴/小时，而飑线等中小尺度系统过境时，变压几乎可达 1 毫巴/分．湿度场也是同样，大尺度的露点梯度约为每百公里几度，而中尺度露点梯度可达 1℃/公里．

与这种大的要素梯度相联系，中小尺度天气现象一般比较激烈．例如，暴雨、特大暴

雨、冰雹等往往都是与它们相联系. 大尺度天气现象中一般大风只有每秒十几米（6—7级）在台风中最大风力也只有每秒几十米，然而通常飑线的阵性大风就能达到每秒几十米，而龙卷大风甚至可达每秒100—200米.

4. 垂直速度和散度

空间范围和生存时间，就规定了垂直速度和散度的量级. 大尺度天气系统的垂直运动的量级只有若干厘米/秒，而中小系统一般为1—10米/秒，最大曾观测到50米/秒以上的情况. 同样，大尺度系统的散度约为10^{-5}/秒，而中系统约为10^{-3}—10^{-4}/秒，小系统如龙卷有时可达10^{-2}/秒.

5. 不满足地转风平衡

大尺度系统中近于满足地转风（或梯度风）平衡，而在中小系统中，加速度同地转偏向力和气压梯度力具有相同量级，不能满足地转风平衡. 因此分析时一般不宜用地转风原则，我们常会看到风向与等压线相垂直的现象.

6. 不满足静力平衡

在激烈发展的对流云附近，静力学关系不适用. 在云中，特别是上升气流和下沉气流强的地方，静力学关系更不能用.

中小系统也很多，我们不能一一讨论. 以下几节着重讨论三类系统：（1）孤立雷雨单体，或者说雷雨高压，即包括直径只有几公里的小高压，也包括比较大的直径为几十公里的中高压系统.（2）飑线系统，包括飑线及其所联系的中高压和中低压，属于中尺度系统. 天气现象严重，有时伴有冰雹. 我们把冰雹属于这类系统，因为它大多同这类系统相联系.（3）龙卷气旋，这是中系统，伴有龙卷. 把龙卷作为这种系统的派生环流，属于小系统. 有时人们有趋向于划为一般对流（系统）和严重对流（系统）. 我们把（2），（3）两类归于严重对流（系统），把（1）类归于一般对流（系统），虽然对于（1）类来说不完全妥当，但是当（1）类产生冰雹之类天气时已属于飑线系统，那么这样划分也未尝不可. 还应该说明一点，以下基本按（1），（2），（3）类进行讨论，但为讲述方便起见，把形成条件和预报部分插在中间.

第二节 雷 雨 单 体

当大气处于很大潮湿不稳定状态，或因地面受热，或因动力抬升，对流发展而产生雷雨. 雷雨是阵风骤雨并伴有闪电现象的总称. 它有时是积雨云单体发展的结果，有时是积雨云集合体的结果. 孤立的积雨云单体，大多发生在热带潮湿气团中，有时称为气团雷雨. 积雨云集合体所产生的雷雨现象严重得多，有时伴有冰雹，甚至龙卷. 为了区分起见，又称这种对流为严重对流，或严重对流天气. 虽然这两者是有区别的，有些方面有根本不同，自然严重对流比孤立对流单体要复杂得多，然而两者都是对流系统，有其共同之处. 而对流单体（即雷雨单体，有时又叫对流云单体），为对流现象的基础.

一、对流云单体生活史和结构

为了容易了解地面要素变化规律，先从对流云谈起. 我们常见到一朵积云发展成积雨云，而后有阵风骤雨，最后积雨云变平而消散. 其实这就反映雷雨的生命史. 它是与云

中垂直运动情况相关联的. 人们正是从云中盛行垂直运动的方向和强度，把雷雨发展过程分为三个阶段，即：

发展阶段：云内盛行上升气流；

旺盛阶段：云内既有上升气流，又有下沉气流；

消散阶段：盛行微弱下沉气流.

1. 发展阶段

这个阶段，积云开始形成，其特点是云内盛行上升气流，其典型结构如图 15·1. 上升气流以上部中心部分为最强. 上升速度在这个阶段的初期（淡积云），一般不超过 5 米/秒，但在发展强盛的浓积云中，则可达 10—15 米/秒，且随着云的发展，继续增强，在云下和云的周围，有向云区的辐合气流，它提供积雨云发展所需的潮湿空气.

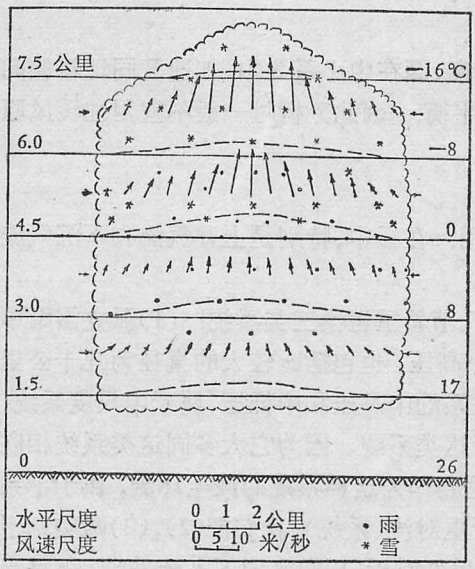


图 15·1 发展阶段对流云示意图

由于上升气流造成凝结，释放潜热，使云中温度比周围要高，云内等温线向上凸起.

在这个阶段里，云的主要部分是水滴组成的，仅在上部才有一些小雪花，但因上升气流很强，云滴被托住浮游于空中，一般不会降落到地面. 另一方面云中电荷也在增多，并集中起来，但还没有闪电和雷声发生.

这一阶段持续的时间长短不一，一般约为 10—15 分钟.

2. 旺盛阶段

云中上升气流不断发展，雨滴不断增大，当雨滴增大到上升气流托不住时，降水就开始. 降水是这一阶段开始的重要标志. 降水开始后，由于摩擦作用，降水物周围的空气也被拖带而下，于是云中出现下沉气流. 它通常在 0℃ 等温线开始. 由于云中空气层结不稳定（$\gamma > \gamma_m$），下沉空气的增温比周围空气为小，因而下沉空气冷于周围空气. 再加上融化冰晶雪花消耗热量，这样也使下沉空气降冷. 云内出现温差，温度分布如图 15·2(a) 所示.

降水物把高层大的风速带到地面，造成阵性强风，并向四周散开. 因而积雨云中，近地面层原为辐合流场，现在变为辐散流场. 旺盛阶段，上升气流在云的前部和上部依然存在，特别是在这个阶段的初期，上升气流还相当强，常可达 20 米/秒左右.

旺盛阶段云的结构比较复杂，在 0℃ 层以下的部分只有水滴，在 0℃ 到 −20℃ 层之间有过冷水滴和雪花，而在 −20℃ 层以上，则以冰晶和雪花为主.

随着云的发展，云中电荷不断积累和集中，当云的顶部发展到 −20℃ 高度以上时，一般就开始有闪电和雷出现，随着云顶的继续增高，闪电和雷也越来越频繁.

旺盛阶段维持时间一般为 15—30 分钟.

3. 消散阶段

雷雨减弱，云从底部开始消散. 这种云的消散逐步在扩大，下沉气流的范围也在逐步

扩大. 云的中上部还可能维持一些砧状积雨云，但很快变为高积云或伪卷云. 随着云的消散，其他天气现象也在逐步减弱.

上面讨论的是雷雨云单体的一般发展过程，但也不是所有单体都是这样发展的， 有的单体发展到第一阶段就消失了，有的单体刚发展起来就出现积雨云，下阵雨. 同时在一次雷雨天气中，许多单体常常不是同时发展同时消散的，而是此起彼伏的，这是由于当某单体处于旺盛阶段时下沉气流向四周散开，迫使四周空气抬升，又形成另一个对流单体，这样一个接一个，起着连锁反应.

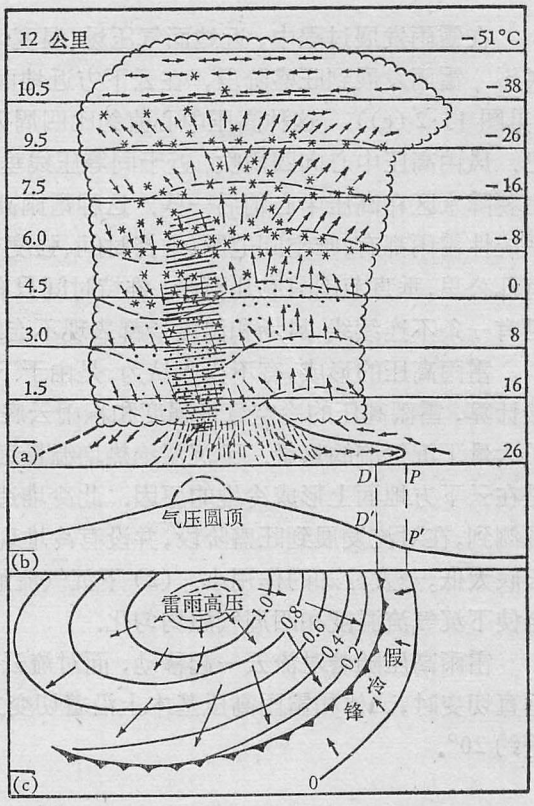


图 15·2 雷雨单体旺盛阶段模式
[上幅为单体的垂直剖面，中幅为气压廓线（虚线为出现气压鼻时情况），下幅为地面雷雨高压（虚线为对应气压廓线上有气压鼻时的等压线）和假冷锋. D,D' 气温下降，P,P' 气压上升]

二、雷雨时地面测站天气现象的变化

雷雨同其他天气现象和天气系统一样，占有一定的空间范围，也有一定的活动时间，尽管范围小时间短，它的剧烈天气变化规律，在地面测站会有所反映，特别是当对流云的核心经过测站时，反映更为清楚. 了解它在单站的变化规律，有助于分析预报. 下面给出一些要素的典型变化.

（1）气压　对流单体在发展阶段，由于气流上升使高层辐散大过地面辐合，以及由于凝结潜热释放使空气膨胀等作用，地面气压一直下降. 在到达旺盛阶段时，气压开始上升，自记曲线上有时成一圆顶形，有时在圆顶形上还加上一个气压鼻[突出部分象个鼻子一样，见图 15·2(b)]，而气压鼻是在对流较为剧烈，高空风有微弱切变时才出现. 升压最剧烈时每分钟可达 3 毫巴.

（2）风　对流发展时，地面风很微弱，有向云区辐合趋势. 到旺盛阶段，风向急转，阵风立即开始. 阵风风速常可达 30 米/秒以上，随着雷雨过境，风慢慢减弱.

（3）温度　阵风一出现，地面气温就突然下降，闷热天气顿时凉爽了. 正如农谚所说："阵头雨前闷，阵头雨后爽". 降温在二、三十分钟内会达到 10℃ 左右. 气温最低点正是对流单体中心.

（4）降水　常常是阵风出现后有几滴大雨，几分钟以后，便倾盆大雨，雨势很急. "山雨欲来风满楼"，这说明风和雨的规律. 一段时间以后，雨慢慢减小. 但也可能经过短暂间歇以后，又是阵雨，这反映一次雷雨过程有许多单体过境.

升压和风急转几乎同时出现，降温随后，降雨再晚上三、五分钟.

（5）雷电现象　当积雨云顶部升高到温度为 −20℃ 时，就有第一次闪电现象. 随

着雷雨发展，闪电愈来愈频繁，当单体达到最高的高度时，闪电最频繁，再过5分钟后，降水强度最大．当云顶变平时，闪电也减少．

三、雷雨高压

在雷雨发展过程中，近地面气压场、温度场、风场、降水分布都有所反映，而且有一定关系．雷雨发展到旺盛阶段，在云下方近地面层处有浅薄的小高压，即所谓的雷雨高压（见图15·2(c)）．这种高压中心值约比四周天气系统气压值高上1毫巴，强时到几个毫巴．风由高压中心向四周吹，近于同等压线垂直，是辐散流场．高压范围内是个冷中心，主要降水区在高压中心稍后一些．这种雷雨高压，不仅局部性的雷雨单体有，飑线或其他系统性雷雨都有，唯空间范围、维持时间、强度有所不同而已．在雷雨单体时，水平范围只有几公里，垂直范围只有几百米，维持时间只有几十分钟，强度在1毫巴左右．在高压前沿有一条不连续线，风场和温度场都表现不连续，因而常称为假冷锋．

雷雨高压的形成，有不少人认为，是由于下沉气流内雨滴蒸发冷却而形成的．根据间接计算，雷雨高压的冷空气堆强度和积雨云底到地面的雨滴的蒸发量成正比．蒸发消耗了大量下沉气流的热量．下沉湿绝热增温量远小于蒸发耗热量，因而下沉气流冷却，这就是在云下方地面上形成冷堆的原因．此冷堆造成质量的增加，导致气压上升．但有时也观测到，在对流发展到旺盛阶段，并没有冷堆现象，升压也不明显，这是因为：(1)积雨云云底太低，蒸发冷却的作用小．(2)下沉气流绝热增暖抵销一部分蒸发冷却．(3)湍流混合使下沉气流温度和四周气温均匀化．

雷雨高压随着对流云一起移动，而对流云移动一般同高空风方向一致．当风有明显垂直切变时，云体和雷雨高压基本上沿着切变方向移动，常偏于高空引导气流的右方，偏差约20°．

第三节　飑　　线

上面谈的是对流单体的情况，我们还看到，对流时常组成一条狭长带状．对应着地面上，也有一条风向急转带，在这条带上天气现象很类似孤立的局部雷雨，不过严重得多，有时伴有冰雹．很久以来，人们把这条带称为飑线．而后由于研究者侧重的角度不同，有不同名称，如冷锋飑线、锋前飑线、不稳定线、气压跳跃线、气压急升线、对流系统等等．我们仍沿用飑线这个名词．

飑线的水平范围很小，长度由几十公里到几百公里，宽度由不到1公里到几公里，而垂直范围一般也只到3公里高度．在飑线后部有雷雨高压，有时还有中低压．我们把与飑线相联系的系统（雷雨高压和中低压）从地面到高空以及天气现象，统称为飑线系统，放在一起讨论．

一、飑线的特点及其与锋的不同

过去由于对飑线的性质还未弄清楚，在分析中常容易把飑线和锋混为一谈．根据后来研究，两者是有很大的区别，但同时两者有一定的联系．

(1)飑线最初的形成与锋有关．促使飑线生成的触发机制很多，然而锋面，特别是冷

锋，是其中很重要的一种．在日常分析中，当强的冷锋迫近暖湿不稳定空气时，容易产生对流而发展成飑线．最近在卫星云图照片上也见到这种现象，即在冷锋云系内可分裂出一条很细但很活跃的云带，有时一条分裂出来后，接着又分裂出一条，可以同时有好几条的现象．这种分裂出来的，就是飑线．

（2）锋面是两种性质不同气团之间的界面，是大尺度系统．而常见的飑线却是一个气团内部的现象，常在同一气团内部传播，它是中尺度系统．

（3）飑线带来的天气现象比冷锋要激烈得多．冷锋过境时只能引起一般的大风．而飑线过境时往往带来极其强烈的风暴，有时有冰雹．此外飑线过境时升压降温也比冷锋过境时要强烈得多．而且由于飑线是一个气团内部的现象，因而它通过时，气温下降后，一般能较快地回复到原先暖气团的温度，而锋面则没有这种特点．

（4）冷锋维持的时间比较长，往往可达一周左右，而飑线的生命则较短，从生成到消失，最长也不超过一天．

（5）冷锋通常是沿700毫巴上气流方向移动，其移速略小于该高度上的气流速度，而飑线的移动方向常偏于700毫巴气流的右方，移速一般大于该高度气流的速度．因此，飑线的移速往往大于冷锋，有的甚至可比冷锋快2—3倍．

（6）飑线强度有明显的日变化，而锋则没有．飑线刚形成时是微弱的（一般在正午以前），天气表现多不激烈．到了充分发展的阶段（一般出现在下午，由地方时13时到20时之间），非常活跃，天气激烈．通常在傍晚以后进入消失阶段，雷雨逐渐消失，往往只有阵雨．其他天气现象变化也逐渐变缓．最后趋于消失．

以1967年7月13日19时一次出现在北京地区的飑线作为例子．图15·3为20时地面图．这次飑线是在冷锋前发展的，所经之处有雷雨大风．在北京19时49分雷达上可以测到明显的带状回波（见图15·4）．

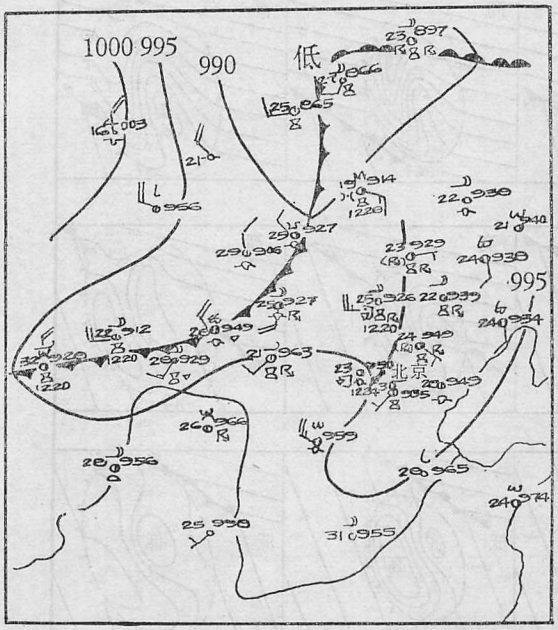


图15·3　1967年7月13日20时地面图
（粗虚线为飑线）

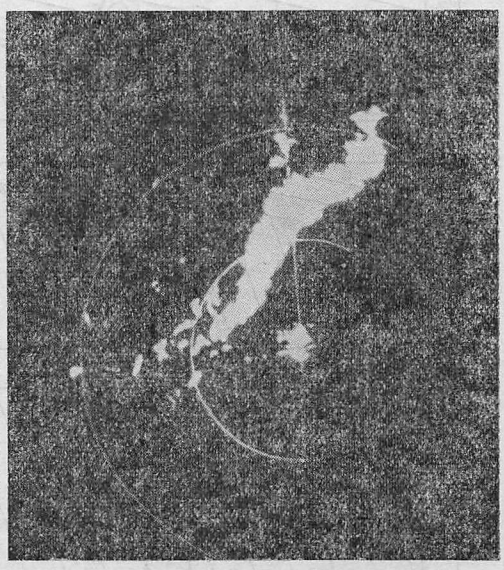


图15·4　1967年7月13日19时49分
雷达回波

二、地面气压场

1. 五个阶段

可以根据地面气压场，将飑线系统分为五个阶段.

(1) 初始阶段　　有小的中高压形成；

(2) 发展阶段　　水平范围增大到 200 公里，但仍没有中低压出现；

(3) 旺盛阶段　　阵雨达到最大强度，其后部有中低压发展；

(4) 衰退阶段　　中低压的中心气压达到最低值，阵雨范围扩大但强度减弱；

(5) 消失阶段　　中高压变平，中低压填塞.

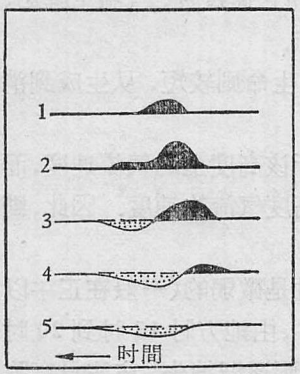


图 15·5　通过急行飑线系统中心或巨大雷雨高压中心的气压扰动廓线

这五个阶段在单站气压自记曲线上的反映可用示意图(图 15·5)表示，它给出中高、低压系统叠置在天气尺度系统上的情况，有助于分析中系统. 图 15·6 为飑线系统从第(1)阶段到第(4)阶段地面气压场示意图. 这里分为三种情况：上面四小幅图为飑线系统在冷暖锋以北冷区里发展的情况，中间四小幅为在锋上发展的情况，下面四小幅为在暖区里的情况. 应该指出，实际例子时常和示意图有所不同，特别是中高压后部的中低压有时不大清楚.

2. 气压急升

飑线系统的气压急升，远比孤立(局部)雷雨时为显著. 在气压自记曲线上前者多呈鼻形或尖顶形，而雷雨时平缓得

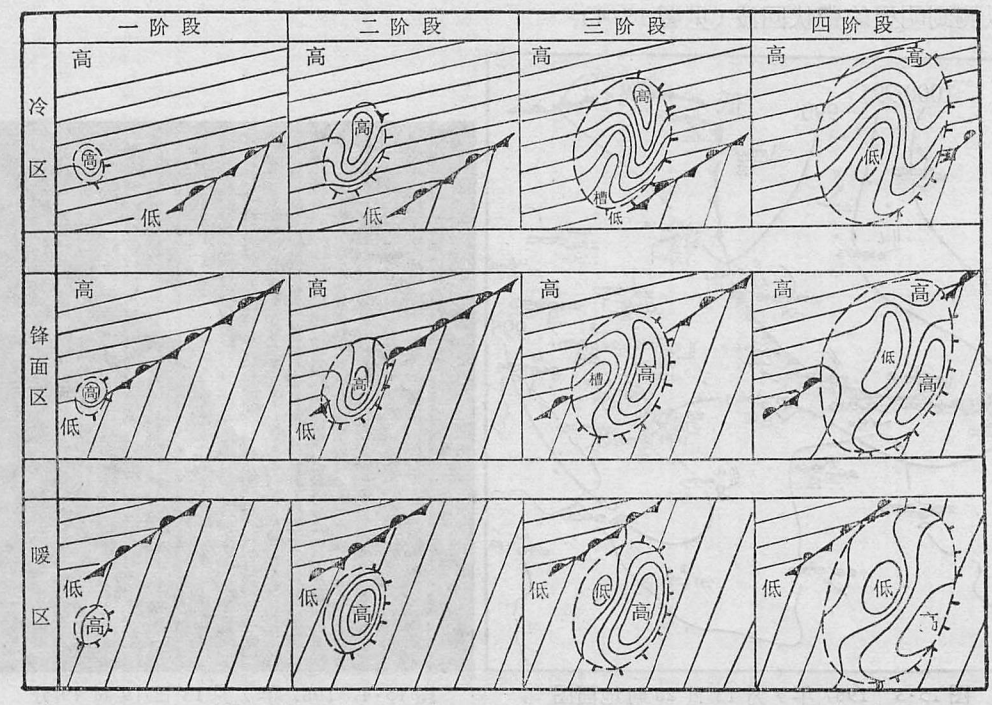


图 15·6　飑线系统叠置在基本气压场上的典型气压分布形势

多，常见的为圆顶形．图 15·7 就是飑线经过各站气压急升的实际例子．这不是突出的例子，有极少数例子在两分钟内气压急升了 6.1 毫巴．因此除了分析气压急升同时线(即把同时出现气压急升的站连成一条线)以外，为了表示气压急升的强度，有人还建议分析“强度、振幅数值”等值线，以 $\frac{\Delta P}{\Delta t}\cdot\Delta P=\frac{\Delta P^2}{\Delta t}$ 表示之．ΔP 为气压急升值．根据经验该值大的地区常是灾害性天气严重地区．

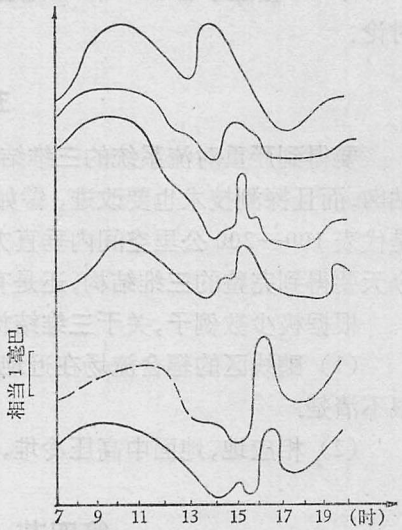


图 15·7　飑线经过各站气压急升的传播图

三、风　　场

飑线系统内风场和气压场之间的关系是不遵守地转风平衡原则的，这是和大尺度系统情况不同的．时常会看到，在气压急升线的后部，如气压梯度较大，风沿着气压梯度力方向吹．在中高压后部，有时风逆着气压梯度力，吹向高压脊方向，虽然风速向高压脊方向逐渐减小．

飑线系统地面风场总的形势为：飑线（或气压急升线)附近风有明显的急转，而且是辐合的．如上所述，在中高压内，其前部有时沿气压梯度力，其后部有时逆气压梯度力，然而总的说来是辐散流场区，而且近于和反气旋相对涡度区重合．在中低压区为辐合流场，并为气旋涡度区．

在第二节三里谈到，蒸发雨滴是雷雨高压生成的机制．对于飑线后部的中高压，由于气压急升很激烈，生成机制可能复杂些，除去蒸发雨滴的作用外还会有别的机制．由雨带和地面风场分布的关系可以得到些启示．

来自高层的雨，将较强的风速往下传递，到地面，由于摩擦拖带作用，有利于在阵雨带右侧(雨带方向同飑线方向一致)产生负涡度，在雨带左侧产生正涡度（如图 15·8 所示)．虽然在整个中高压区大多为降水区，而雨强和雨量最大区是在中高压后部，中低压前部．因而阵雨触及地面的摩擦作用，似乎是中高压和中低压产生的一种机制．当降水减小时，这种摩擦制造涡度的作用也就失去意义．

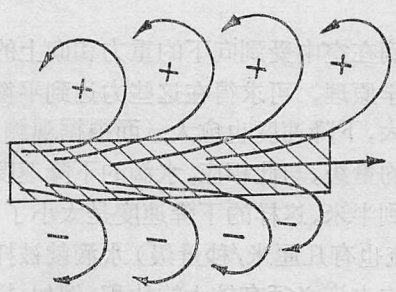


图 15·8　降水对正负涡度制造的作用

四、飑线系统内降水中心的移动

根据雷达回波分析，孤立雷雨所反映的回波，是沿着引导层（一般为 700 毫巴或者 850 毫巴到 500 毫巴的平均风)风移动的，日常天气分析也观测到这点．然而飑线系统内大暴雨区的移动情况就不是这样．不论从每小时降水中心的移动，还是从雷达回波分析，都发现大对流系统移动方向和飑线移动方向不一致，两者之间几乎成 90° 交角，也就是说，大的对流系统自西南往东北方向移动，而飑线近于自西北往东南．而且还发现，有新的对流系统在

老的对流系统的前进方向右边形成，或者说在前进飑线的后部形成．同时发现大的对流系统的移动同孤立雷雨不一样，不是沿着850—500毫巴平均风移动，而是往高压一边偏22°—25°，接近于和850—500毫巴的厚度线平行．至于造成这些情况的机制，将在后面讨论．

五、三 维 结 构

要得到严重对流系统的三维结构，不仅需要稠密(几十公里乃至几公里距离)探空测站网，而且探测技术也要改进，譬如目前探空不是代表一地的垂直方向上的气象状况，而是代表100—200公里空间内垂直方向上的状况．近来常用飞机探测弥补这种不足，但在今天要得到完整的三维结构，还是有很多困难．

根据极少数例子，关于三维结构可指出两点：

(1) 飑线区的辐合流场在近地面层很清楚，随高度减弱，到700毫巴这种扰动风场已很不清楚．

(2) 相应地，地面中高压冷堆，随高度减弱，到700毫巴已消失．

第四节 对流性天气形成的条件

上两节讨论了两种中小尺度系统，它们的规模及所带来的天气严重程度有所不同，但是又都是大气对流发展的结果．在形成的条件上有其共性，也有其特殊性．这一节里既讨论其共性，也讨论其特殊性．

一、积雨云致雨的条件

在未讨论对流性天气形成条件之前，先从微气象学观点讨论积雨云致雨、致雷电、致冰雹的条件，对后面讨论有帮助．

水汽在大气中凝结成云后，有的在空中飘浮，有的却能作为降水降落到地面．也就是说，有的云不能致雨，有的能致雨，同样是致雨云，有的是阵雨，有的却伴有冰雹，所以有这些差别，关键在于其形成的条件有差别．

云能否致雨主要决定于云中水滴的大小，云中水滴在空中受到向下的重力和向上的浮力以及空气的粘性阻力等平衡的结果，根据流体力学原理，可求得在这些力达到平衡后，水滴的下降速度与水滴的半径平方成正比，水滴愈大，下降速度也愈大．而根据观测，云中水滴的半径是很小的，一般只有微米(10^{-4}厘米)的量级，与此相应，水滴的下降速度只有$V = 1.26 \times 10^{-2}$厘米/秒，亦即每小时还下降不到半米，这样的下降速度是太小了，以致于只要大气中有微弱的上升气流(大尺度上升气流也有几厘米/秒量级)水滴就被托住，而悬浮于空中，不能致雨．能作为降水降落到地面的水滴必须有较大的体积，例如，据观测连续性降水雨滴半径为0.3—2.0毫米，阵性降水雨滴的半径为1.5—3.5毫米，而冰雹的半径则为5—50毫米甚至更大．这些事实说明，云要致雨，必须存在某种使云中水滴增长变成雨滴的物理过程，特别对于阵雨、冰雹等，要求这种增长过程更强烈、更有效．

大气中主要有两种过程能造成云中水滴的增长，一种是机械冲并过程，也就是当云中的水滴的体积大小不均匀时，大的水滴下降速度大，因而会赶上小水滴发生冲并而增大，

夏季热带地区暖云降水，主要由这种过程实现．另一种是与云的相态的胶性不稳定相联系的微物理过程．在相同的温度下（温度低于0℃），对于水面的饱和水汽压要大于冰面的饱和水汽压．当云中有冰水共存（冰晶和过冷却水同时存在）的相态时，这种冰面与水面的饱和水汽压的差异，将使水汽在水滴表面呈未饱和状态，不断有水蒸发成水汽，增大水滴表面的湿度，而在冰晶表面呈过饱和状态，不断使水汽发生凝华（水汽直接凝结成冰晶），减小冰晶表面的湿度．这样，在冰水之间形成由冰面到水面的湿度梯度，而发生水汽的转移．这种由于冰水共存的相态，造成水滴不断蒸发且转移到冰晶表面凝华，而使冰晶不断增长的现象叫做相态的胶性不稳定．冰晶增长到上升气流托不住时，即下降并融化成雨滴．观测指出，对于中高纬地区，云的相态的胶性不稳定是云致雨的主要条件．

那么，在什么条件下云才呈现胶性不稳定呢？这主要决定于云的垂直发展状况；如果云的垂直发展高度很低，亦即云内水滴的温度在 −10℃ 以上，这时云中就只有水滴，没有冰晶（因为形成冰晶的温度要在 −20° 以下），呈现胶性不稳定状态，这样的云就不易致雨．云的相态要呈现胶性不稳定必须云垂直发展超过冻结高度，在中高纬地区，这相当于温度为 −20℃ 左右的高度（6—7 公里以上）．

此外，观测云中电荷分布指出，在 −20℃ 高度以上带正电，而以下主要带负电（云下部也有些正电荷），然而云中要产生放电现象，则要求有足够强的电场，这必须有两个条件．一是要求水滴能增长得足够大，因为水滴所带电荷量的增长与其体积（即半径的立方）成正比，体积愈大，电荷增加愈快．另一方面要求有较强的上升气流和湍流，云中放电主要是由于上升和下沉气流对水滴和冰晶的摩擦造成的．要造成放电现象必须有大于 8 米/秒的上升气流存在，且其速度要有 3 米/秒以上的变幅（湍流）．实际上云中水滴大小也和上升气流强弱有关，连续性降水的云是由量级为厘米/秒的很小的大尺度上升运动造成的，其所能支持的水滴体积也小，这两者都使连续性降水的带电程度弱得多，因而通常达不到放电程度．而对流性云上升气流强度一般在 10 米/秒以上，水滴增长也大，因而能造成放电现象，而且对流云的发展愈强烈，雷电现象也愈激烈．

至于降雹的产生，也要求云有强烈的垂直发展和强的上升气流，因为一般积雨云中都有冰雹存在，但是要能降到地面而不融化，就必须冰雹能增长到很大的体积，这要求有很强上升气流来支持．另一方面还要求冰雹温度极低，这都要求云顶能发展到很高的高度．

总之，从以上云致雨，致雷电，致冰雹的物理过程分析，其共同条件是：（1）旺盛的对流发展，云很厚，云顶能达到 −20℃ 等温线所在高度以上；（2）强的上升气流和（3）云中水分很多容易导致大水滴产生．阵雨对这些条件相对要低些，雷雨要高些，而冰雹要求更高．

二、对流发展和大气稳定度的关系

雷雨、冰雹等天气现象是对流发展的结果，自然会涉及一个问题，对流是怎样发展起来的．这是个复杂的问题．然而，从天气分析和预报角度考虑，可以把问题简化，即分成两个问题：大气处于什么状态就具备了对流发展的条件；其次是经过什么样的触发过程对流会发展起来．先谈前面一个问题．

早在三十年代，就用质点法讨论大气状态稳定与否的问题．按照这种方法，气块受扰

动后能够克服重力而受到浮力的作用，气块加速上升，即：

$$\frac{dw}{dt} = g\frac{T' - T}{T},$$

这里 T' 为气块温度，T 为四周温度．当气块温度高于(或低于)四周温度，气块加速上升(或上升要减速，或加速下沉)．由此推导出判断大气稳定度的条件，这在第四章已讨论过，并指出，真潜不稳定有利于对流发展．至于对流发展的程度(所达的高度)这里还要讨论．

图 15·9 为根据实际资料所给出的示意图．图中①线为一般雷雨出现前的层结曲线，②线为严重对流(如出现冰雹之类天气)的层结曲线．在这两种情况下，大气低层近于干绝热，中高层为条件性不稳定，而②线为更不稳定状态．近地面层气块受到扰动抬升后，在一般雷雨情况下，获得能量相对要比严重对流情况小得多，气块上升到 C' 点温度与四周一致，减速向上运动，到超过 C' 不太高的高度，约在对流层顶附近，对流就终止．严重对流情况则不同，获得大量能量的气块会一直上升到 D．C 点以上到 D 高度与层结曲线所包围的面积(即横线区)，大体同 C 点以下到 A 点由层结曲线和 γ_m 线所包围的面积相当，因此在这种情况下，对流可发展到平流层低层．过去认为对流发展到对流层顶将受到抑制，不会再往上发展，然而近几年来根据飞机探测，严重对流会超过对流层顶到平流层低层．再从湿度分布看，如大气低层很潮湿，抬升不到 A 点就沿湿绝热线上升，所获得的面积，比图中所示的要大，对流可以发展到更高一些的高度．比较常见的严重对流天气的大气层结，是下层暖湿，上层相对冷干，而且其间有逆温层，也就是说属于对流性不稳定．如图 15·10 所示层结情况．在这种情况下，低层质点受扰动上升到逆温层，将受到抑制，对流不易发展．但是，如经受整层抬升，约抬升 100 毫巴，逆温层就会受到破坏，而后质点对流从低层潮湿气层开始进行．

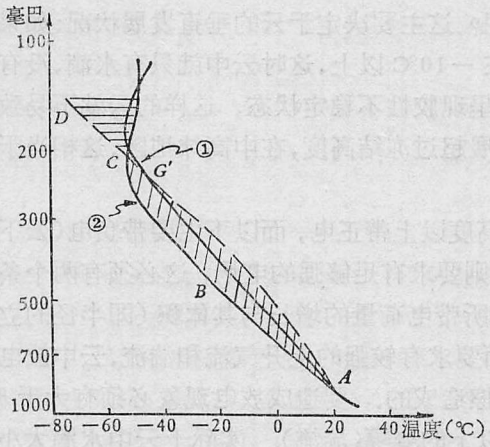


图 15·9 层结曲线示意图
(①为一般雷雨情况，②为严重对流情况，虚线为 γ_m 线)

对流性不稳定和对流天气的关系有许多工作．譬如据华东地区统计，在近地面层两公里内气层 $\partial\theta_{se}/\partial z$ 达到 −6℃/公里，就有利于雷雨产生．对于不同严重对流天气的层结也有人曾进行过简单统计，可将其换算成 θ_{se} 的垂直分布，如图 15·11 所示．曲线 a，b，c 分别为冰雹直径为 1.5，3.0 和 12.0 厘米时 θ_{se} 随高的变化，曲线 d 为龙卷的情况．可以

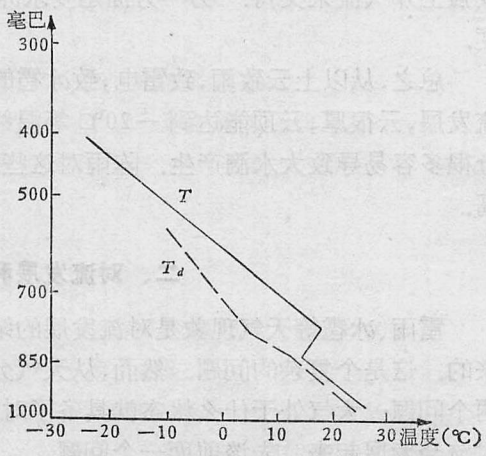


图 15·10 严重对流天气的层结曲线示意图

看得很清楚，几种严重对流天气的层结都是属于对流性不稳定的；而且对流性不稳定层的厚度与天气严重程度有关．根据图中资料，可以求各种情况下 θ_{se} 的平均递减率，冰雹直径为 3.0 厘米和 12 厘米时，$\partial\theta_{se}/\partial z$ 的平均值分别为 −7℃/公里和 −12℃/公里，在龙卷时，$\partial\theta_{se}/\partial z$ 平均值约为 −18℃/公里，由此可以说明，对流性不稳定愈强，产生的对流性天气有可能愈严重．

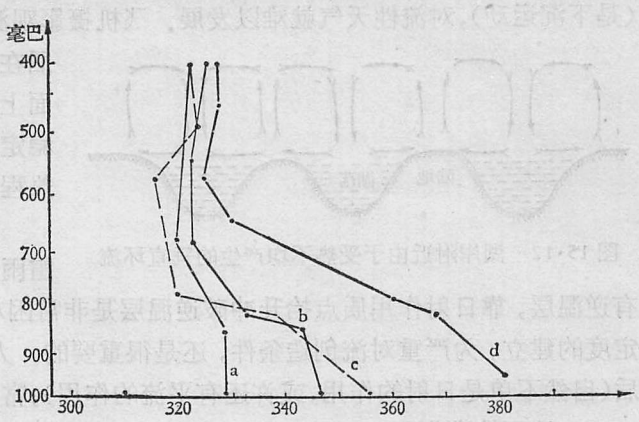


图 15·11　严重对流天气下平均 θ_{se} 的垂直分布
（曲线 a, b, c 分别为冰雹直径为 1.5, 3.0, 12.0 厘米的情况，曲线 d 为龙卷风的情况）

从上面讨论，并根据实际资料，可知形成对流天气的条件为：

（1）大气低层近于绝对不稳定，其上为很厚的条件性不稳定，有相当多可供大气上升的能量．而且这种能量越大，对流越严重．

（2）大气低层有很厚的对流性不稳定层，层次越厚，不稳定程度越强，对流天气越严重．

（3）大气中水汽含量要充沛，特别是下层水汽含量远比上层含量大得多．

上面讨论的是大气进行对流，质点受浮力上升与四周空气不发生关系．事实上，当质点上升，四周相对干冷的空气将被卷挟进来，混合的结果减小了浮力；同时小块空气（或质点）急速上升必然受到内摩擦阻力，也要减小浮力．按照这种情况，对流发展所达的高度将远低于我们从大气层结所鉴定的高度．然而也常见到，特别是严重对流可以发展到对流层顶以上．关于这类问题，不管从理论上还是从实验上都指出，上面两种对抗浮力的作用，是与对流云体的半径成反比．因此对于小的对流云体，譬如孤立雷雨单体，直径只有几公里，卷挟作用可以大大减弱浮力，应该考虑进去；而对于严重对流的云体，像飑线系统，就可以不考虑卷挟作用．这也就是目前应用质点法作严重对流天气预报，尚有可取之处．

三、对流发展的热力条件和动力条件

上面谈到了大气具备不稳定能量（真潜不稳定或对流性不稳定），可供释放造成对流发展．这种不稳定能量在未经受抬升之前还是潜在的．要使潜在的变为现实的，必需有足够的抬升力，热力的和动力的，否则对流还是不会发展．因此我们把不稳定层结也可称为对流发展的必要条件，把这种热力的、动力的抬升条件也可称为“触发机制”．

1. 日射作用

夏季午后陆地表面受日射而强烈加热，常常在近地面层形成超绝热（$\gamma > \gamma_d$）即绝对不稳定的层结，使对流运动得以发展，由这种热力抬升条件造成的雷雨，也称为热雷雨．这种抬升条件的强弱决定于地面的加热程度，简单地说，和最高温度的高低有关．

另外，由于地表受热不均匀而形成的垂直环流也会起触发作用．例如夏季，湖荡与陆地错综分布的地区，以及沿江、沿湖地带，由于水面日射增温弱而陆地日射增温强，则陆地

上空气将上升，水面上空气将下沉，造成如图 15·12 所示的垂直环流．这种垂直环流使得陆地部分形成抬升条件，有利于对流性天气发展，常产生雷雨，而在水面部分缺乏抬升力（是下沉运动），对流性天气就难以发展．飞机摄影观测，就看到湖与陆地交界的地区，午后在湖周围陆地上是对流云密布，而湖面上空却是一片晴空．这种现象除了与稳定度条件不同外，也与水面与陆面加热程度不同，因而抬升条件也不同有关．

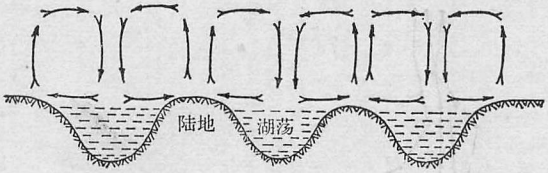


图 15·12　湖岸附近由于受热不均产生的垂直环流

单纯日射作用只能产生局部小规模雷雨．对于严重对流，大气层结时常伴有逆温层，靠日射作用质点抬升冲破逆温层是非常困难的．然而日射对于低层大气不稳定度的建立，为严重对流创造条件，还是很重要的．人们有这样的经验：两、三天闷热之后（自然不单是日射的作用，或许还有平流的作用），常会有一次严重对流天气．

2. 地形抬升作用

当不稳定大气进入山区，受机械抬升容易产生雷雨．如果气流迎山而上，而且风速较大，这种作用确实是可观的．通常所见到的风速较大的气流，多与山区走向平行，爬坡的分量很小，因而此时单靠爬坡造成的严重对流天气的可能性很小．山区雷雨多于平原（广阔平原）这是事实．然而地形作用可能不是这样简单．较强的暖湿空气平流，受山脉走向影响趋于与其平行，再者山区与其相毗连的平原对于日射影响不同，后者日射增暖较大，这样就有利于创造不稳定的条件，一旦有较冷空气越山过来，易于产生严重对流天气．因此严重对流多产生在山间盆地或与山脉毗连的平原地区．总之在做对流性天气预报时，地形作用必须充分估计．

3. 辐合作用

低层气流辐合，有利于不稳定空气上升，产生对流．地面气旋、气压槽、低层涡、低层切变线等都是低层辐合区．辐合产生对流的程度，要决定于辐合量的大小．一般气旋区内辐合引起每秒约几厘米的上升运动，产生一般对流是有可能的．但是这样的上升速度要使空气上抬 100—200 毫巴，需要 10 小时左右，要破坏具有逆温层的对流性不稳定层结，产生严重对流天气的作用就显得小些．但是像低层切变线（其实就是锋）之类地区，辐合气流强，有利于产生对流，有可能产生严重对流．

过去人们习惯于注意低空流场，近十年来对于对流层高空流场也很重视，有不少的工作强调高层的重要性．产生严重对流系统是与高层辐散流场叠置在低层辐合流场上有关．如图 15·13 所示，高层辐散是同槽前相联系的，低层辐合是同地面气旋相联系的．根据所示的例子，计算了对流地区附近的散度和垂直速度．散度的垂直分布是，高层辐散，低层辐合，中层为微弱辐散．垂直运动在垂直方向上的分布呈抛物线型，最大在 400—500 毫巴之间．这种分布是气旋发展的典型机制．这就可以给人一种启示，发展气旋区为严重对流提供了有利条件，而且这是可以从高层流场得到启示．根据所示例子的计算，对流地区的垂直运动远比此区以外整个气旋区强得多，这就意味着，与气旋相联系的强的垂直运动，集中在对流系统内进行．由此，也可启示我们，对流系统与天气系统之间有相互依赖关系．

4. 锋面抬升或冷空气堆抬升

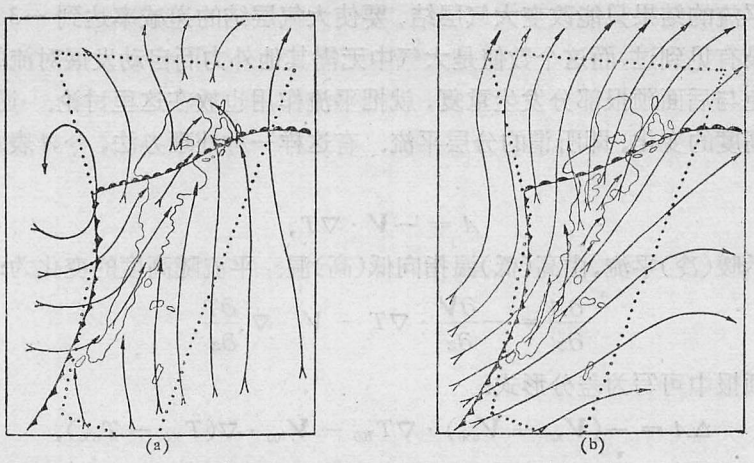


图 15·13　1962 年 5 月 28 日 18 世界时美洲出现严重对流时的 850 毫巴 (a) 和 300 毫巴 (b) 流场
(点线为飑线雨区的边界)

这种"机械"抬升，使对流性不稳定的暖空气发展成严重对流天气. 根据锋面坡度和风场，估计其上的垂直运动约为 1—2 米/秒，远大于气团内垂直运动好多倍. 在前面谈到过，飑线系统时常同锋相联系，锋面所起的抬升作用，是容易理解的. 最常见到的严重对流，与突然加速移动的强冷锋有联系. 突然加速的冷锋往往坡度大，有时在低层近于垂直，甚至是前倾锋的形式；相应地 700 毫巴或 850 毫巴槽线有时近于和地面锋重合，甚至在个别情况，槽线会短暂地超在地面锋之前，构成所谓前倾槽. 这类锋所起的抬升作用自然很有效. 所谓强冷锋是指锋面两侧温度对比大、湿度对比大和两侧气流辐合强而言，这表明冷暖气团都很活跃.

对流系统可以产生在冷锋上，也可以产生在暖锋上或静止锋上，然而严重对流大多产生在上面所谈的加速移动的强冷锋前部.

有时还会看到，温度对比不明显然而湿度对比很大的锋，同严重对流发展有明显的关系. 当低层北上暖空气很潮湿，有明显的湿舌相伴随；西边冷空气往往是从我国西部高原急速移动下来，下沉增暖和地面受热，变得"暖"而干的空气，这两种气团相遇时，容易形成湿度梯度很大(如用等露点线表示湿度场，表现为等露点线很密集)的干湿分界面. 人们有时为着区别，称之为"露点锋"或"干锋". 由第一章湿空气状态方程知道，在温度、气压相同情况下，湿空气的密度比干空气要轻. 因此在"暖"干和暖湿空气之间可产生相对浮升作用. 同时由于两种空气来向不一样，在其间形成很明显的辐合带，根据国外利用飞机探测，辐合量级可达到 10^{-3}/秒，这个量级已同中小尺度系统量级相当. 这样，这种干锋会使其前湿空气的潜在的对流性不稳定变为现实的条件，而产生严重对流. 可知干锋也起到"触发机制"的作用. 现在发现有不少锋前飑线是同干锋有联系，而且严重对流天气如冰雹、龙卷，就常出现在湿舌里. 同时还有这样的经验规律，湿舌越成狭长形，对流天气越严重，而且象冰雹、龙卷之类灾害性天气现象，常出现在这种湿舌的尖端.

5. 关于平流过程的作用

平流过程与对流天气发展的关系，早为人们所注意. 高层冷平流、低层暖平流，这是常见到的严重对流发展的平流分布. 但是要知道，这种不同高度的不同符号平流，只能对大气稳定度减小、不稳定增加起作用，但不能使对流发展起来，对流要发展，还需借其他触发

机制．因为平流的结果只能改变大气层结，要使大气层结的递减率达到 −3.4℃/100 米，在大气中还没有见到过，而这个数值是大气中无需其他外力而自动发展对流的条件．

为着避免与后面预报部分发生重复，就把平流作用也放在这里讨论．通常所需知道的是平流随高度的变化，即所谓的分层平流．有这样一种处理办法，令 A 表示温度平流，即

$$A = -\boldsymbol{V} \cdot \nabla T,$$

正(负)值表示暖(冷)平流，由高(低)温指向低(高)温．平流随高度的变化为：

$$\frac{\partial A}{\partial z} = -\frac{\partial \boldsymbol{V}}{\partial z} \cdot \nabla T - \boldsymbol{V} \cdot \nabla \frac{\partial T}{\partial z}.$$

在实际预报中可写为差分形式：

$$\Delta A = -(\boldsymbol{V}_{500} - \boldsymbol{V}_{850}) \cdot \nabla T_{700} - \boldsymbol{V}_{700} \cdot \nabla (T_{500} - T_{850}),$$

右下角所附的指标都是指等压面而言，这些值都可以直接从 850，700，500 毫巴图上求出．当 $\Delta A < 0$，表示平流随高度减小，或者是低空暖平流高空冷平流，或者是低空暖平流相对地强于高空，或者是高空冷平流相对地强于低空．这些都表示气层变得越来越不稳定．在 $\Delta A < 0$ 地区，有利于对流系统发展．

就单站预报来说，平流作用也可用高空风分析图来判断．

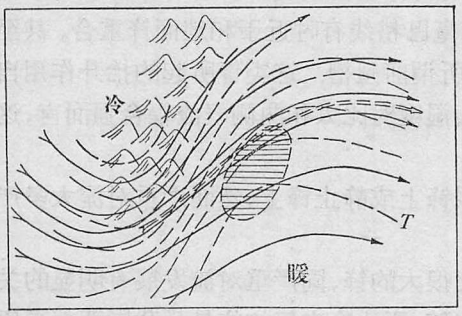


图 15·14　严重对流出现时对流层高层形势的示意图
(矢线为流线，两根很近的流线表示急流，虚线为等温线，阴影为对流区)

四、严重对流出现的天气形势

根据上节的讨论，可以把各种物理过程概括成一种示意图，它所表示的是严重对流系统常见的一种天气形势．这里并不企图包括所有过程的细节，目的在于说明这几种主要过程的联系．

为着说明问题，给出两幅示意图(图15·14，15·15)．图 15·14 为 500 毫巴以上高度的温压场，并附上急流．图 15·15 为对应于图 15·14 的低层情况，以 θ_{se} 表示低层温湿情况，附上低空急流和冷暖锋．斜线区为高山区，在华北相当于黄土高原，在华南、西南地区相当于云贵高原．这种天气形势在华北代表 8，9 月出现严重对流形势，在华南、西南代表 4，5 月严重对流形势．

在出现这种形势的前期，低层偏南暖湿空气盛行，不断将暖湿空气向对流区平流．这支气流在华北大多来源于我国东部海面，受黄土高原限制折成偏南气流，并以偏南急流形势出现．低层暖湿空气之上的对流层中上层，为来源于新疆、青海南部的干

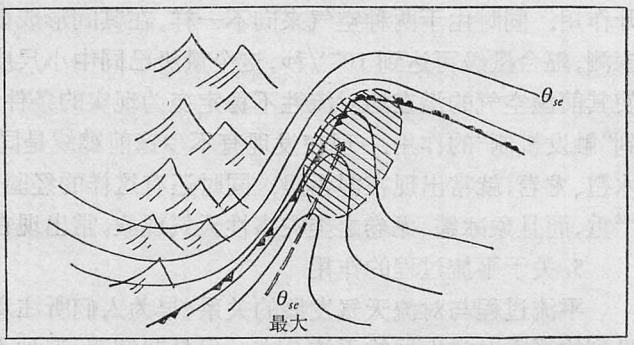


图 15·15　近地面层形势示意图
(实线为低层等 θ_{se} 线，双矢线为低空急流，其他说明同图 15·14)

暖空气，经黄土高原伸向华北．这种比较暖的空气仿佛象个盖子盖在暖湿空气之上．加上低层日射增暖，这样就不断地积累对流性不稳定能量．没有足够的抬升力，仅由于日射不能产生严重对流，只能产生零星的小规模对流，天气异常闷热．在这时，如对流层高层有短波槽之类系统携带着冷而干的空气逼近，可能出现严重对流天气．这种槽若出现在华北地区，是来源于蒙古人民共和国和我国内蒙，出现在华南、西南则来源于我国新疆、蒙古人民共和国，沿我国青藏高原东麓伸向西南地区．槽区有很强的冷平流，有很强的急流伴随，槽前有明显的辐散区，同时槽快速东移．对应槽的低层有气旋生成．槽区强冷平流，有利于加强不稳定度．槽快速东移，容易形成前倾槽．槽前辐散为旺盛对流发展提供条件．强西风急流，造成高低层切变很显著，可能使对流组织起来，形成严重对流．在低层，很强的冷空气因来源于高原地区，下坡后产生很强的下沉运动，同原在高原东麓平原地区的暖湿空气形成快速移动的冷锋或者形成“干锋”，迫使其前部暖湿空气抬升，对流性不稳定能量释放，严重对流发展．

五、严重对流的传播和维持——垂直切变的作用

新陈代谢是宇宙间普遍规律，在对流现象中也是如此．在对流区域中，原来的对流单体会不断消亡，而在其前方（或四周）往往会有新的对流单体形成，这种此长彼消的现象称为对流的传播．对于小规模对流，譬如说热雷雨或雷雨单体，和对于结构清楚的飑线之类的严重对流，传播的机制是不同的．雷雨单体主要是靠降水拖带的下沉冷空气来实现，当它伸向前方，低层空气的水平辐合很强，暖湿不稳定空气受到冲击，产生新的雷雨单体．而严重对流的传播和维持，降水下沉拖带的冷空气也起到一定的作用，然而更主要的是与风的垂直切变有密切关系．垂直切变往往阻碍对小规模雷雨单体的发展，由于上升气流不强，云柱容易被高空强风吹散．

参看图 15·16，积雨云内空气运动速度由于湍流混合风速较均匀，以 $\boldsymbol{V}_c$ 表示．四周空气运动速度，以 $\boldsymbol{V}_e$ 表示，但高层大于低层．在这种分布情况下，高层风速快于云速，即风相对于云有一顺切变的速度 $\boldsymbol{V}_r = \boldsymbol{V}_e - \boldsymbol{V}_c$；所谓顺切变是指沿着切变的方向或指沿着等厚度线的方向而言．在低层，风速慢于云速，四周空气相对于云内空气有一逆切变的速度 $\boldsymbol{V}_r = \boldsymbol{V}_c - \boldsymbol{V}_e$．逆切变是指和切变相反的方向，或指往等厚度线的上游而言．因此，在云的

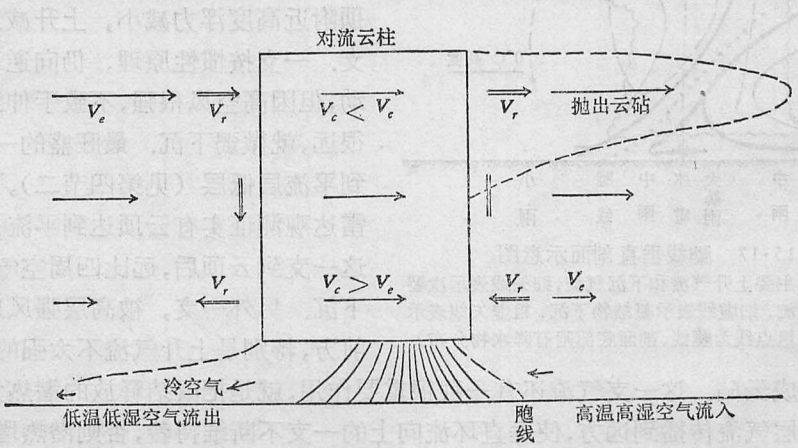


图 15·16　风垂直切变对于严重对流传播和维持的作用

前方低层空气向云内流入,高层云内空气向前抛出,产生了一种附加上升运动,加强了浮力上升运动.这是因为,按浮力上升加速度为 $\frac{dw}{dt}=g\frac{T'-T}{T}$,由于切变存在产生一种附加上升运动 $g\frac{\partial\bar{w}}{\partial P}$($\bar{w}$为非流体静压力).因而这时上升加速度为 $\frac{dw}{dt}=g\frac{T'-T}{T}+g\frac{\partial\bar{w}}{\partial P}$,大于浮力上升加速度. 在云的后方情况相反, 高层云外空气追上云柱, 低层云内空气流出,产生一种下沉运动. 因此在云的前方不断有云柱新生,而在后方云柱不断消失.

这里谈的情况,把风随高度的变化大大简化了,就是风随高度只有速度增加而无方向变化. 如果风随高度顺转(暖平流),例如低层为南风, 高层为强西风这种常见情况, 此时云内空气因湍流混合作用近于自西南流向东北(即云速). 这样一来, 在高层四周空气相对于云速往东南方向运动, 在低层四周空气相对于云速往西北方向运动. 因此新的云柱在东南方新生,即在云柱右侧新生;相反地,在云的西北方向趋于消亡. 这种传播过程,也就回答了我们在第三节所谈的一个问题,即为什么飑线向东南移动时,对流云柱却向东北方向移动. 同时,如果风随高度逆转(冷平流), 则在对流云柱前进方向的左侧, 有利于新云柱的形成.

由此讨论可知, 由于切变产生一种抬升机制, 不断在云柱前方 (当风向随高度不变时)、右前方(当风随高度顺转)产生新云柱, 可以延长严重对流的寿命. 为什么我们在夜间有时还看到飑线活动,在此可以适当地得到回答.

为了简单计,上面讨论取一简单对称云柱,说明了由于切变可在云柱前方诱导出上升运动,在后方可诱导出下沉运动, 但还有许多重要方面尚未谈到. 在实际观测中, 发现严重对流,特别是伴有大冰雹的严重对流, 巨大的积雨云是倾斜的, 而且强上升气流呈准定常倾斜状态. 根据相对流线和 θ_{se} 的垂直分布,以及根据热力学原理考虑,得出如图 15·17 所示的垂直环流. 对流发展起来后, 切变作用使得云从其前方低层不断吸进新鲜的潮湿空气, 加强了上升运动, 在这里, 严重对流仿佛产生一种对抗切变对云柱摧毁的作用, 向逆切变方向倾斜着. 这种倾斜得到了下沉气流的支持. 当空气上升到对流层顶附近高度浮力减小, 上升减速, 分为三支. 一支按惯性原理, 仍向逆切变方向运动,但因高空风很强,不致于伸到云柱后方很远,就微弱下沉. 最旺盛的一支,可以伸到平流层低层 (见第四节二),飞机观测和雷达观测证实有云顶达到平流层的情况. 这一支到云顶后,远比四周空气为冷,逐渐下沉. 另外一支, 被高层强风速吹向云柱前方,特别是上升气流不太强的云体,被吹得很远,形成云砧. 这一支气流还有一种很重要作用,就是把凝结释放的潜热大量地排出云柱,由高层气流传播到远方,使垂直环流向上的一支不断维持着,否则潜热增暖空气,高层暖空气大量堆聚,不稳定度减小, 环流将减弱, 云柱难于继续维持. 这也是为什么严重

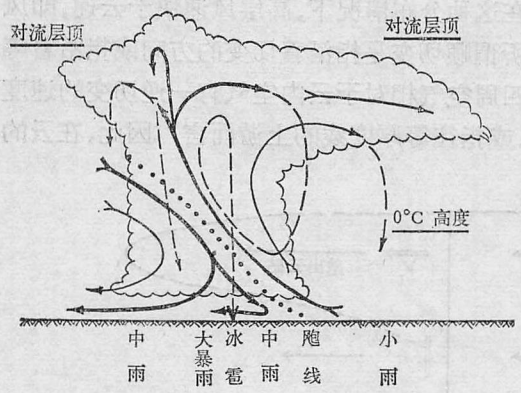


图 15·17 飑线垂直剖面示意图
(粗矢线表示主要上升气流和下沉气流,细矢线表示次要上升、下沉气流, 细虚线表示凝结物下沉, 粗虚矢线表示雹粒路径,粗点线为飑线,剖面底部附有降水物分布)

对流要在切变环流下能够维持长时间的很重要一点. 再谈下沉气流的一支，它由两部分组成. 其一是降水拖带的下沉气流，另一部分为由于切变存在，云柱后部低 θ_{se} 的冷空气，追赶上云柱，自对流层中层向顺切变方向流入而作下沉运动. 在一般雷雨情况下，降水下沉是主要的，而在严重对流情况下，云外流入冷空气下沉是主要的，因为降水下沉在上升气流区不致很快，当下沉到上升气流区下方，绝热增暖，也不会很快下沉. 这支流入冷空气，具有强的风速，有能力楔入上升气流的下方，使上升气流呈准定常倾斜状态. 在上升气流和下沉气流之间即飑线在高空的部分（见图中粗点线）. 这种结构很类似于冷锋，然而与小规模雷雨单体是有很大区别的. 这支下沉气流到近地面层以后，分为两支，一支伸向云柱的前方，对云柱前方潮湿空气起到重要的机械抬升作用（一般对流是靠降水下沉气流来实现的）；另一支折回云的后方，向逆切变方向伸得很远. 由于不断地有新鲜的冷空气自对流层中层进入云柱后部，使旧的冷空气不断地自云底以下近地面流出，这就保证了自上升气流降落的凝结物不断地蒸发变冷，产生重力下沉. 如前面所谈的，约有一半凝结物在降落过程中不断被蒸发掉，其余的才降到地面，成为我们所观测到的降水.

总之，由于切变存在，云柱低层不断地从其前方吸取新鲜养料，在云砧部分不断地排除废物，在云柱后方不断地有对流层中层新鲜冷空气进入云柱，替代陈旧的冷空气，这是一种吐故纳新的过程. 一旦环流开始以后，通过这种过程，能够不断振作，继续维持下去. 所以，飑线系统维持时间长，对流天气严重，产生特大暴雨，有时有大冰雹. 关于产生大冰雹的问题，将于第八节讨论.

第五节 对流性天气的季节变化和地理分布

从上节讨论对流性天气形成的条件，容易推论出雷雨和严重对流天气是有地区性、季节性和日变化的.

我国雷雨出现日数的分布有两个最大中心，一在海南岛及其附近，全年日数达 100 天以上；一在南岭山地. 这两地区最多的原因，一是纬度低，暖湿不稳定空气很活跃，一是同主要锋区活动有关，再者地形抬升也有利. 西南和华西山地也是雷雨出现较多的地区，这除纬度和地形条件外，气流辐合的作用也很重要，因为在这一带西南涡非常活跃. 另外在高原南麓也是较多地区，但尚未了解到是什么条件在起作用. 在华北、东北、西北等地全年次数大减，只有 20 次左右，这些地区的雷雨与冷锋抬升有关，在东北和西北地区受冷涡作用很大. 此外，由北向南，在长江流域全年出现次数增加很快（等值线在这一带突然密集），这是与切变线或地面准静止锋一年四季（尤其在夏半年）在这地区出现最多有关. 总之就我国出现雷雨次数分布而言，南方多于北方，山地多于平原，内陆多于沿海.

雷雨活动的季节性很明显，全国除少数地区外都是以夏季（特别是 7，8 月）出现最多. 就以全国出现雷雨次数最多的海口为例，大都集中在 5，6，7，8 月（见表 15·1）而尤以 7

表 15·1 海口各月雷雨日数

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年
次数	0	0	2.0	10.0	20.0	20.5	22.5	20.0	16.0	4.0	0	0	115.0

月最多，达 22.5 次，3 天内有两天出现雷雨．而在冬季几个月则一次也没有．但是由于我国地区广阔，各种条件差别甚大，在部分地区雷雨则是出现在春秋季较多．例如芷江雷雨也较多（平均 1 年有 72 次），以春季盛行，最多在 4 月，达 17 次，而夏季次之．芷江位于两湖盆地西部云贵高原东麓，春季西南暖湿空气活跃，容易往北伸展，一旦冷空气自河套西部南下，很容易在湘西一带发展雷雨、飑线之类，很快东传．

至于雷雨开始的月份各地也不同，南方最早在 2 月，长江流域一般在 3 月，华北及东北要到 4 月，西北更延迟到 5 月．到 10 月以后大陆除长江以南地区外，雷雨便很少了．

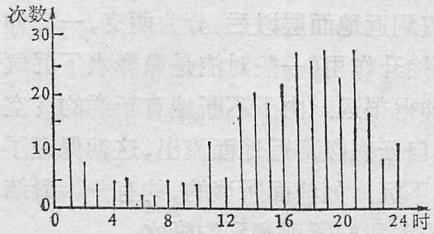


图 15·18　北京雷雨出现时刻
（1940—1952 年）

雷雨出现的日变化也很明显，在陆地上多发生在下午 3 时到傍晚这一段时间，也就是地表受热最强之后 4—5 小时，或地面最高气温出现后 1—2 小时．以北京为例（图 15·18），大部分雷雨多出现在傍晚前后．在海洋上雷雨多发生在夜间，这是因为洋面上空气夜间较白天反而不稳定之故．

上面所给资料，没有把一般雷雨和严重对流天气如冰雹、龙卷区分开来，以致对于严重对流天气的分布未揭示出来．我国严重对流天气的分布大致是：华南、华西大多出现在 4，5 月，华北多出现在 8 月份．这种分布同急流走向有一定关系．这方面的统计工作还是少见，图 15·19 为严重对流天气（冰雹）区的分布，这是国外的统计结果，因此这幅图关于我国部分是很粗的，但也可以看出大致情况．从图上可以看到，自青藏高原南麓，经云贵高原到华南一带有一条严重对流雹灾区，出现在 4，5 月份，而且与这月份的急流位置相联系．从全球来看，严重对流受灾区和急流位置相当吻合．至于这种联系的物理过程，我们已经讨论过．

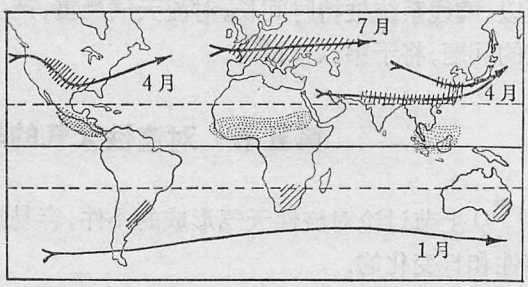


图 15·19　严重对流受灾区（阴影）
分布与 500 毫巴月平均急流位置的关系
（低纬不伴随冰雹的雷雨区用点表示）

第六节　中小尺度天气分析

目前台站网的布局（测站距离约 100 公里）和观测时间等，都是按照大尺度天气分析和预报而设计的，要用这些资料分析中小系统，会遇到很大困难．为了不使这类系统漏掉，在其活动季节，要建立稠密观测网．但是由于种种条件限制，往往还是达不到要求，需要采用补救办法．虽然分析方法有各种各样的，但至今仍不能构成完整体系．利用雷达回波进行中小分析，目前认为还是较好的工具之一，但达到正规化阶段，还需一段时期摸索．

1. 关于气压

除去我们象分析大尺度天气图用绘等压线表示系统的形势以外，对于中小系统还常

分析气压扰动值．所谓扰动值就是从实际气压值减去大尺度系统气压值．自然这是近似值．求这种扰动值，既可在气压自记曲线上进行，也可在气压分布图上进行．图 15·20 就是从气压自记曲线上求扰动气压的示例．对于气温或其他气象要素也可以作同样处理．

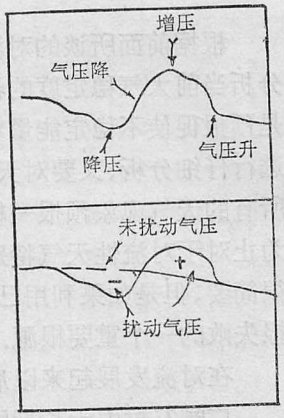


图 15·20　从气压自记曲线上求扰动气压的示例

2. 关于降水

降水量、降水分布等为分析中小系统一个重要的要素，但是当测站只有 24 小时或 6 小时降水总量，而又无降水自记记录可用时，就会遇到困难．降水分析主要是两个方面，每小时（或更短时间）降水总量和一次系统降水总量．处理第一个方面（即求测站“时降水总量”）的方法为，选出有“时降水量”的台站，求出其值占 24 小时降水量的百分比，填图并分析等百分比线，而后用内插法求出没有时降水量站的百分比数值，乘上该站 24 小时降水量，即得到推算出来的时降水总量．求一次系统降水总量（即降水开始到终止这段时间内降水总值）的办法为，利用有些有一次系统降水总量 R' 的站，求出其系统降水量 R' 占一段时间（例如 24 小时）降水总量 R 的百分比 $r = R'/R$，填 r 值于图上并分析等值线，而后内插读出其他站的 r 值，如 R 已知，就可求出 R' 值．

3. 将时间变化换成空间变化

为了补救测站稀少的情况，时常将时间变化换成空间变化，特别是作剖面图时，这样处理可将时间剖面换成空间剖面．如果时间间隔很短，系统内任意一点的属性，以 A 表示，可近似地视为不变．那么：

$$\frac{\delta A}{\delta t} = \frac{\partial A}{\partial t} + \boldsymbol{c} \cdot \nabla A \cong 0,$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -\boldsymbol{c} \cdot \nabla A.$$

式中 $\boldsymbol{c}$ 为系统移动速度，$\frac{\partial A}{\partial t}$ 为局地变化．如 A 量梯度的方向取 X 方向，与 $\boldsymbol{c}$ 方向一致，则：

$$\frac{\partial A}{\partial x} = -\frac{1}{c}\frac{\partial A}{\partial t}.$$

c 由系统连续位置可以决定出来，$\frac{\partial A}{\partial t}$ 可从自记记录上读出，这样，由上式可求出 A 量的空间梯度．

4. 等时线分析

各种中小系统或其有关现象的起止时间，例如气压急升的时间，填在图上，分析等时线．这种图很简单，可以帮助追综系统，看出系统的移动和生消情况．

5. 雷达回波最简单的应用

是将回波的形态，所在的方位和距离，离测站的相应位置，结合天气图进行分析．

第七节　对流性天气的预报

根据前面所谈的对流性天气的形成条件，可知这种天气的预报主要包括两步，首先是分析当前大气稳定度的状况和推断稳定度未来的变化趋势，还有湿度条件和变化；第二步是预报促使不稳定能量释放的条件．不论哪一步，既要对当地层结、湿度及地面空气状况进行仔细分析，又要对天气形势仔细研究，此外对当地的地理条件也要进行周密调查．与所有的天气现象预报一样，准确的预报是在正确的分析基础上完成的．虽然我们到目前为止对于对流性天气特别是破坏性强的严重对流天气的知识还不够完善，这里介绍的又很简要，但是如果利用已有知识，进行仔细分析，趋势是能报出来的．粗枝大叶作风是预报失败的一个重要根源．

在对流发展起来以后，雷达回波的应用是预报对流性天气的一种较好的工具．

广阔农村由于长期同自然灾害进行斗争，关于对流性天气的推断，有很多用民谚或歌谣方式表达出来．对于局部地区的预报，很有参考价值．对民谚进行采访和收集整理，经过去伪存真，可作为预报的一种参考材料．

由于热雷雨的预报和严重对流天气的预报有所不同，下面将分别讨论．

一、热雷雨的预报

在天气系统比较弱的情况下或在一个气团内部出现的一种热雷雨，主要是日射作用所形成．这种雷雨的预报，主要从分析探空曲线和预报最高温度着手，方法如下：

（1）利用早晨08时层结曲线，求出对流凝结高度 H_c 和对流温度 T_{cv}，求法见第四章

（2）估计下午最高温度 T_M（参看第二十章）．若 $T_M > T_{cv}$，就存在热力抬升条件．

（3）分析对流凝结高度 H_c 以上的层结状况，若 H_c 点以上，$\gamma < \gamma_m$，则对流不会发展．若 $\gamma > \gamma_m$，再看正面积的大小和厚度，若正面积很小，且其顶部还达不到 500 毫巴，对流不致发展旺盛，只有对流云，不大可能有雷雨，如果 $\gamma > \gamma_m$ 正面积又很大，且达很高的高度，则对流可发展旺盛，有产生热雷雨的可能．

（4）估计稳定度和湿度在未来预报时段内的变化．若未来不稳定度进一步增强，湿度进一步增大，预报出现热雷雨的把握就更大．

需要注意，单纯的热雷雨在我国是绝少的，一般都伴有地形条件、气流辐合条件而产生，所以对这些条件要充分估计．

二、关于大气稳定度的判断和预报

在第四章已谈到影响大气温度层结的因子有非绝热因子、平流作用和垂直运动．影响大气稳定度的因子，除这三者外，还要考虑湿度因子．从原则上讲，应该求出这些因子所引起的温度变化和湿度变化，而后判断出未来大气稳定度．然而实际上，要做到这点是很困难的，除去平流作用可以粗略估计以外，垂直运动和非绝热因子是很难估计的．因此目前只能求其次，采用经验或半经验的办法．考虑的方面大致为：先分析层结曲线，在热力学图上求抬升凝结高度、自由对流高度，求不稳定层次与厚度和正负面积的大小，求对流性不稳定层结的厚度和不稳定的程度，而后估计未来的变化．平流作用可用各层的等

压面（第四节三）图或用测风分析图，给于粗略估计．湿度因子主要是估计平流过程，可以用等压面图等露点线估计其平流．地面非绝热作用，只能经验估计．目前台站常用变温变湿，这是综合处理几种过程，由这种变化趋势可结合层结曲线估计未来层结变化．例如图15·21为遵义地区出现冰雹时的ΔT_{24}的垂直分布，可看出低层增暖而中层显著降温，因而造成不稳定．

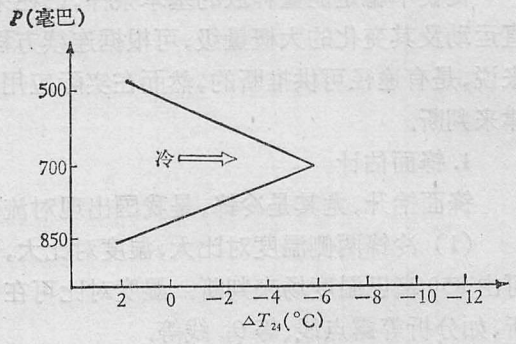


图15·21　遵义地区出现冰雹时 ΔT_{24} 的垂直分布

严重对流天气也具有一定的空间，大气不稳定也有一定的空间，可以选择适当的稳定度参数，分析其空间分布，而后用外推法或引导法，预测未来不稳定中心的移动．

最常用的稳定度参数之一为沙氏指标（S），求出各站的S值后分析等值线．正值S表示大气稳定区，负值表示不稳定区．根据经验资料，有如下结果：

$S > +3$℃　雷雨可能性很小或没有；

$S < +3$℃　可能有雷雨；

-3℃$< S < 0$℃　有雷雨；

-6℃$< S < -3$℃　有严重对流发生，有冰雹；

$S < -6$℃　可能有龙卷风．

为了表示自由对流高度以上正面积的大小，采用抬升指标（LI）来表示．所谓抬升指标是指一个气块从FCL开始沿湿绝热线上升到500毫巴的温度与500毫巴实际温度之差．LI为正时，其值愈大正面积也愈大，雷雨发展可能性愈大．

为了更好地表征产生冰雹、龙卷之类破坏性强的不稳定度，可对抬升指标进行修正，有人建议用一种最有利抬升指标，以BLI表示．其求法为，将700毫巴以下大气分成许多间隔50毫巴的层，取各层中间高度上的点A，B，C，D，E，F．令各点抬升到500毫巴，分别求出抬升指标，选择其中正值最大的，即为最有利抬升指标（BLI）．图15·22给出求BLI的示例．B，F两点分别为950—900毫巴和650—700毫巴气层中间的点，其高度分别为925，675毫巴，抬升指标分别为$T_B - T$和$T_F - T$．同样可求其他50毫巴气层的抬升指标，而后取其中正值最大者即为BLI．就这个示例来说，以选$T_B - T$为好．根据经验，BLI大于5℃地区可能有龙卷．

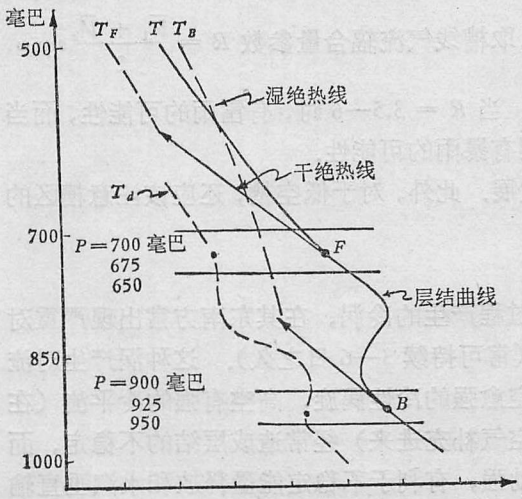


图15·22　求BLI示例

严重对流天气，特别是冰雹、龙卷之类，同对流性不稳定程度有关，因此也可以分析850毫巴θ_{se}和500毫巴（或700毫巴）θ_{se}之差值的等值线，正值地区为对流性不

稳定区，负值为稳定区.

三、产生对流性天气的天气系统条件

促使不稳定能量释放的基本条件，已在第四节中讨论. 从预报角度来说，需要知道垂直运动及其变化的大概量级，可根据连续方程求低层辐合、高层辐散的大概量级. 从原则来说，是有途径可供推断的，然而在实际应用上有很大困难. 因此目前常采用一些经验规律来判断.

1. 锋面估计

锋面抬升，尤其是冷锋，是我国出现对流性天气主要形势之一，其规律有：

(1) 冷锋两侧温度对比大，湿度对比大，有利于对流天气发展，而且严重. 温度对比可由 850 毫巴温度场来判断. 湿度对比可在 850 毫巴上分析表征湿度参数的等值线来判断，如分析等露点线、等 θ_{se} 线等.

(2) 锋前湿舌轴线，近于沿地面锋伸展，有利于对流天气发展. 而且湿舌越尖狭，对流越严重，特别是在其尖端常有冰雹、龙卷之类.

(3) 锋前对流发展与其上空槽有关系. 当地面锋与 700 毫巴槽靠近时有利于对流发展，特别是两者重合或前倾时更为有利，而且严重.

2. 低空槽和切变线的辐合程度的估计

它主要决定于槽线或切变线两侧风向的交角和风速大小. 由此可粗略估计上升运动的程度，即抬升力的强弱. 现介绍一种简单计算槽线气流辐合量的方法.

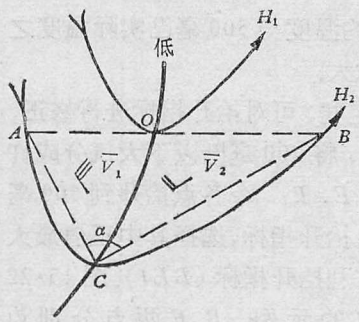


图 15·23 计算槽线气流辐合量图解

如图 15·23 所示，$\overline{V}_1$，$\overline{V}_2$ 为 850 毫巴槽线两侧影响预报地点的平均风速，α 为槽前后气流的辐合角，取法为由等高线 H_1 的 O 点作切线，交等高线 H_2 于 A，B 两点，再联结 AC 和 BC，其交角即为辐合角 α. 根据统计，当槽线两侧平均风速越大，且风向交角越近于 90°，则辐合上升运动越强，当槽线两侧平均风速越小，且风向交角越大，近于 180° 时，辐合上升运动微弱. 大连气象台利用这种方法，取槽线气流辐合量参数 $R = \dfrac{\overline{V}_1 + \overline{V}_2}{2}\sin\alpha$，并得出指标：当 $R = 3.5$—6 时，有雷雨的可能性，而当 $R > 6$ 时，则有暴雨的可能性.

西北—东南向的槽线，也很有利于对流发展. 此外，对于低空槽，还应该注意槽区的温度结构. 槽区冷平流强，有利于对流发展.

3. 冷涡雷雨

夏季在东北和华北地区常出现通过切断过程产生的冷涡，在其东南方常出现严重对流天气(强阵风、冰雹之类)，而且持续时间长(常可持续 3—6 日之久). 这种涡产生对流天气的原因，是由于它是一个深厚的愈往高空愈强的冷性涡旋，高空有强的冷平流（在刚开始形成时，或由其西北方后部不断有冷空气补充进来）经常造成层结的不稳定，而且在它的前半部（特别是在东南部）上升运动强，有利于不稳定能量释放和水汽垂直输送.

根据东北地区的经验，冷涡雷雨一般产生在 T_{850}—T_{500} 差值最大区域，或在其前方。

4. 急流附近的辐散流场及高空槽前等高线散开的地区，与严重对流天气发展有密切关系。

这里举个例子。1969 年 8 月 28 日下午 6 时左右，在北京由复兴门到天安门一带下了一场大冰雹，大如卵石。接着在 29 日清晨天津虹桥区出现一次龙卷式的暴风雨，造成灾害。查看一下 28 日 08 时(以下都用北京时) 500 毫巴天气图[见图 15·24(a)]，在河套西部有一槽，并不深，但槽前等高线呈散开状，槽后西北气流很强，多在 25 米/秒以上，槽前西南偏西气流较弱，只有 15 米/秒左右，但还是可以定一条强风速带，大体平行于北纬 40°，同时可以估计未来强风速带很快东传。从风和温度场来看，槽后有很强的冷平流。在同时间的地面图上[见图 15·24(b)]，有一条冷锋自河套延伸到兰州，锋前为暖湿空气，

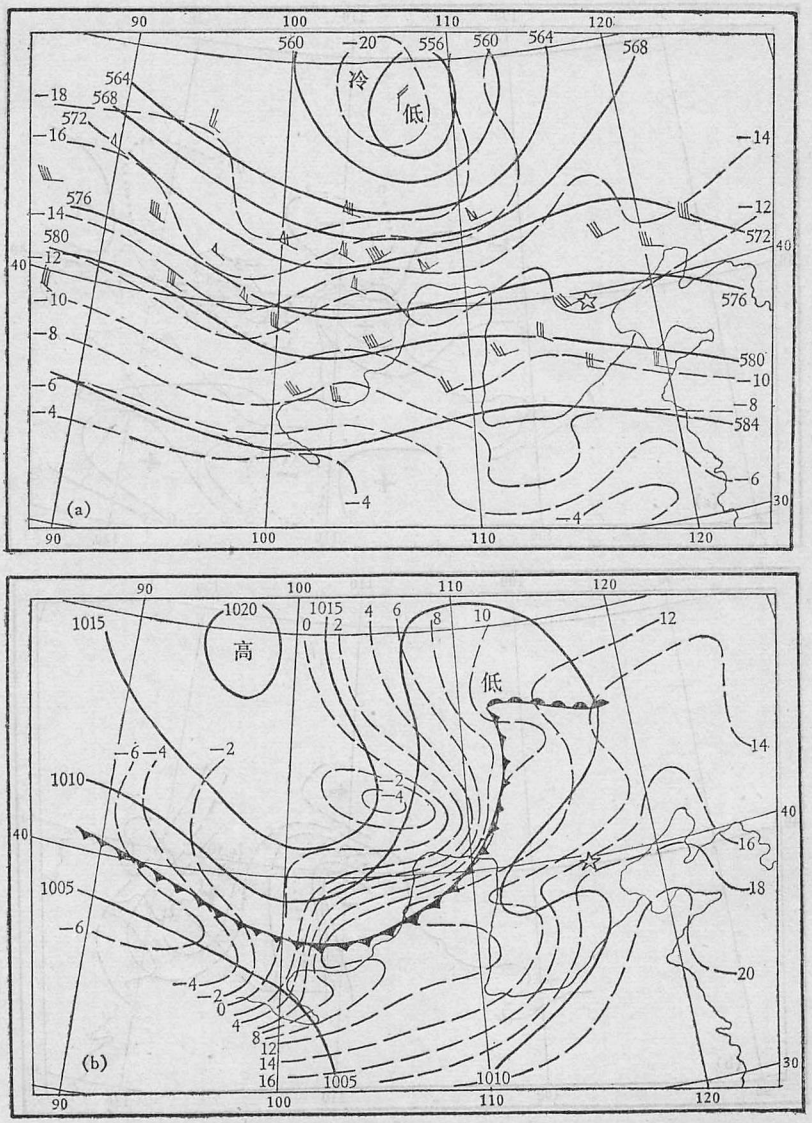


图 15·24　1969 年 8 月 28 日 08 时 500 毫巴(a)和地面图(b)
(500毫巴图附上一些站的测风资料，地面图上绘制等露点线)

锋后为冷干空气，锋前温度在22℃左右，锋后温度在15℃左右．应该注意的是锋两侧的露点差异很大，我们给出等露点线，在锋附近非常密集，也可以称作露点锋．如果把850毫巴，700毫巴图(图从略)配合起来看，700毫巴以下槽线近于垂直．可以估计到槽线的坡度不会减小，还可能加大，因为500毫巴槽后西北风很强，而且冷平流也很强．事实上在29日08时，500毫巴槽线已超在700毫巴、850毫巴槽线之前．再看稳定度条件，在29日的前一天，北京天气很闷热，有经验的预报员会感到未来有对流发展．我们计算了28日08时沙氏稳定度指标，还计算了850毫巴减去700毫巴 θ_{se} 数值，后者表示对流性不稳定度．制成图如15·25 (a) 和 (b) 所示．从图15·25 (a) 上可看到，自蒙古人民共和国到我国华北平原为负 S 值区，北京附近有一负值最大中心，北京的 S 达到 −3.3℃，如按统计资料判断，北京将有冰雹．图15·25(b) 上也可看到，在北京到济南之间有一正值最

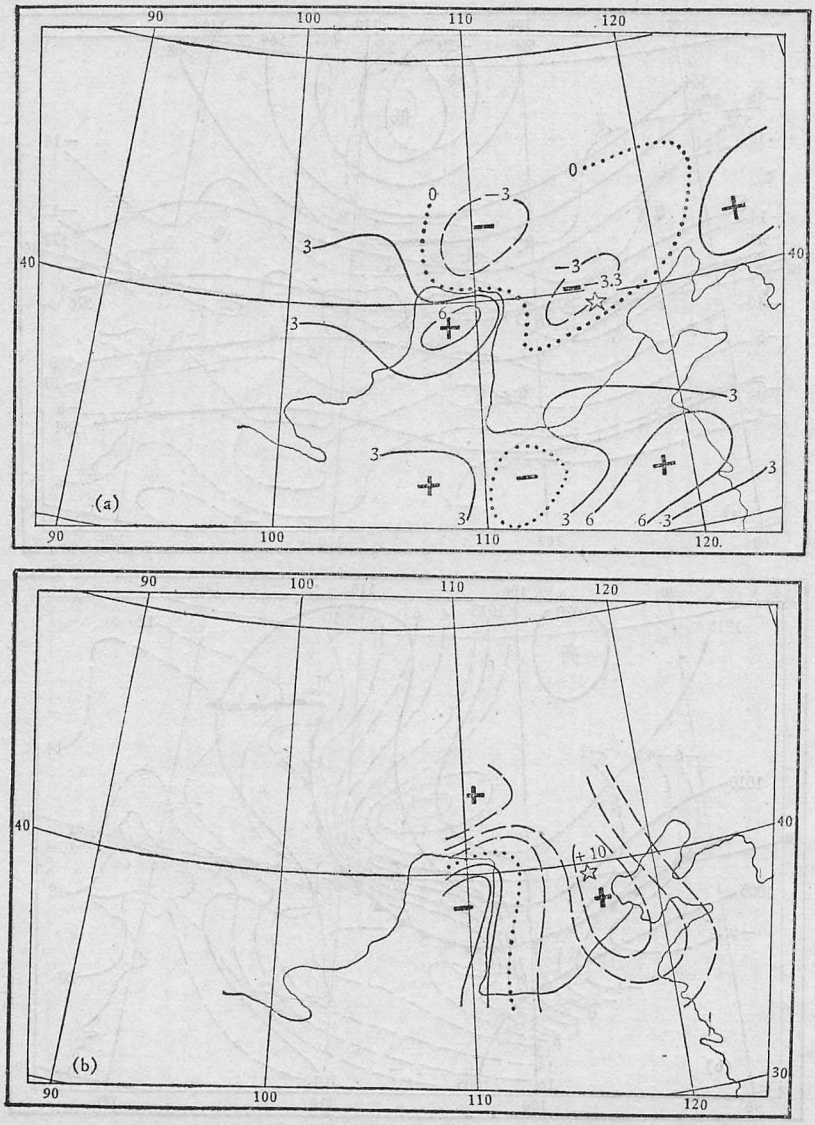


图15·25　1969年8月28日08时沙氏稳定度指标(a)和 $\theta_{se850}-\theta_{se700}$ (b)图
(图中等值线都用3℃间隔并附上北京数值)

大中心，北京的 $\theta_{se850}-\theta_{se700}$ 的数值为 $+10℃$，如换成 θ_{se} 递减率，约为 7℃/公里，与平均资料相比，相当于冰雹直径为 3 厘米的情况．根据这些资料，可以作出北京地区未来有严重对流发展的预报，可能估计冰雹的大小．

四、用点聚图预报对流天气

我们可以根据对对流天气成因的认识，利用当地的历史资料，选择适当的参数做成点聚图，对预报对流性天气会有所帮助．

1. 参数的选择

要做点聚图就要选择图解的座标参数，所谓参数也就是影响该天气现象的物理量．有些参数可直接利用观测的气象要素本身（如气压、气温、湿度），有的则要经过一定的计算（如稳定度指标）．要使点聚图对预报有效，如何恰当地选择参数，就是十分重要的问题．显然，要预报对流性天气，应该选择能直接或间接地表征稳定度、水汽和抬升条件的参数．现举一些参数作参考：

（1）层结稳定度条件参数如：

（i）地面某时的温度值（T），温度距平（$T-\overline{T}$），变温值（ΔT_{24}，ΔT_{12}）；

（ii）高空各层等压面的变温值（ΔT_{24}，ΔT_{12}）；

（iii）不稳定度指标 S，不稳定能量面积，不稳定层厚度，自由对流高度 H_F，以及其它稳定度指标（见第四章）；

（iv）850 毫巴与 500 毫巴的温度差（$T_{850}-T_{500}$）；

（v）某高度上 θ_{se} 值，对流层下层两个高度上 θ_{se} 之差（如 $\theta_{se850}-\theta_{se700}$）．

（2）水汽条件参数如：

（i）地面的绝对湿度或水汽压（e），地面或高空某层等压面的比湿值（q），露点值（T_d），温度露点差（$T-T_d$）；

（ii）某一气层的湿度参数平均值；

（iii）露点的 24 小时或 12 小时的变化值（ΔT_{d24} 或 ΔT_{d12}）；

（iv）抬升凝结高度 H_L；

（v）地面或低层的风向．

（3）抬升条件参数如：

（i）锋面、低空槽及切变线与本站的距离，锋面与低空槽的距离；

（ii）高空冷涡的位置；

（iii）辐合量的大小；

（iv）高空流场的形态、涡度平流、变涡、甚至 $\partial^2\zeta/\partial t^2$，都可考虑作为参数．

在选择参数时，最好是按照稳定度、水汽及抬升力三方面各抽出其中一个互相配合，一般不要用同一方面的两个参数相配．

2. 点聚图的做法

目前在实际预报中应用较多的，是以地面温度 t 和地面比湿 q 为坐标的点聚图．如图 15·26，其作法是把凡

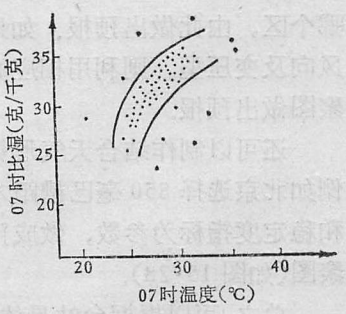


图 15·26　雷雨点聚图

是当天下午(12—24 时)出现过雷雨天气的早上 07 时的地面比湿和温度值点于图中，再把图上点子比较密的区勾划出来. 在作预报时把当天 07 时的 q 和 t 点于图中，该点若落在点子密集区，则当天下午产生雷雨的可能性就大，否则就小，再根据其他要素作出预报.

上述点聚图是最简单的一种，如果要进一步提高准确性可考虑更多的参数，例如考虑温、压、湿和风等因素，这时由于参数增多，我们可以选两个参数作为坐标，而按其它参数分型做成几张点聚图. 例如，我们选 e-T 和 P_{14}(14 时气压)作坐标，而按风向及变压 ΔP_{24} 来分型. 可以做成(1)偏南风，$\Delta P_{24}<0$；(2)偏南风，$\Delta P_{24}>0$；(3)偏北风，$\Delta P_{24}<0$；(4)偏北风，$\Delta P_{24}>0$；四张点聚图. 如果更仔细地考虑风向，也可取 (1) SE → SW，(2) SW → NW，(3) NW → NE，(4) NE → SE，即风向取四个区间分型，这样再配合 $\Delta P_{24}>0$ 及 $\Delta P_{24}<0$，共可做出八张点聚图. 实际对某地雷雨等对流性天气，主要只会出现在某几种类型下.

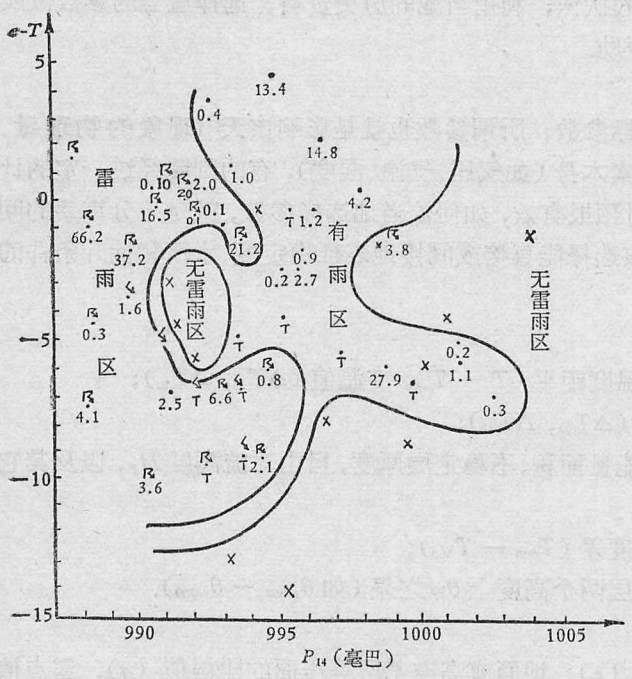


图 15·27　北京 7 月中旬风向 SE → SW，$\Delta P_{24}<0$ 型雷雨点聚图(数字为降水量)

图 15·27 是北京 7 月中旬，风向 SE → SW，$\Delta P_{24}<0$ 型下的点聚图. 其做法是把历年 7 月中旬每天 14 时风向为 SE → SW、$\Delta P_{24}<0$ 时，e-T 及 P_{24} 值点于图上，标志出有雷雨或有雨或无雷雨，划出有雷雨、有雨区和无雷雨区. 这样若当天属 SE → SW，$\Delta P_{24}<0$，可在这张点聚图上点上相应 e-T 和 P_{14} 所在的点，看落在哪个区，由此做出预报. 如果当天属别的风向及变压型，则利用相应的其它类似点聚图做出预报.

还可以制作结合天气形势的点聚图. 例如北京选择 850 毫巴槽距本站的距离，和稳定度指标为参数，做成预报雷雨的点聚图(如图 15·28).

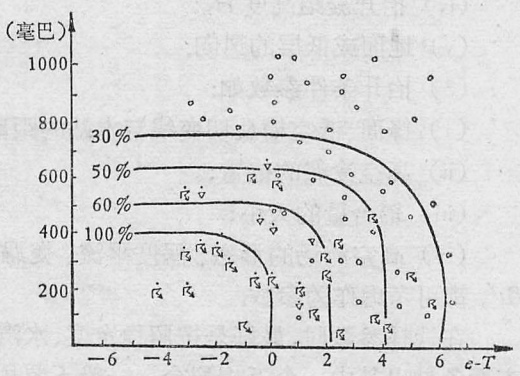


图 15·28　根据 1957 年 6—8 月 07 时资料预报 15—21 时北京雷雨的点聚图

总之，可以根据台站具体情况，选择适当参数，做成各种类型点聚图，这里只是为了说明做法，选用几种简单的例子.

第八节 冰　　雹

冰雹是严重对流发展积雨云降落下来的小冰球或冰块. 就中小尺度系统来说，它大多是属于飑线系统的一种严重天气现象.

冰雹的直径一般在5—50毫米范围内，大的可到几厘米，特大的会到30厘米以上. 它的灾害性是人所共知的：千万亩庄稼、千万株果木在十分钟内可以被毁坏；人民生命和牲畜都受到死伤的威胁；交通停顿、房屋倒毁也是常有的事. 我国广大劳动人民由于同自然灾害长期斗争，不但积累了判断冰雹的丰富经验，而且更积极地创造了很多消雹的"土"办法. 此处只是从天气预报角度讨论冰雹的形成及预报的一些问题.

一、冰雹形成的条件

1. 层结的不稳定

在中高纬地区，一般说来，垂直发展强盛的积雨云中都有冰雹存在. 然而，要真正形成降雹，亦即使它降落到地面前而不被融化，则必需云中冰雹能增长到足够的大小，且具有极低的温度. 而要支持这种大体积的冰雹就需要有很强的上升气流. 据估计，降雹时上升运动必须大于20米/秒. 要产生直径10厘米的大雹，要有50米/秒以上的上升运动. 而一般产生雷雨的积雨云上升速度只有10米/秒左右，因而不一定能降雹. 降雹的一个必要条件是大气层结要呈现强的真潜不稳定和强的对流性不稳定，层结愈不稳定，雹粒就愈大. 因此，降雹所需的不稳定性指标（S），都要比产生雷雨的指标要大得多. 所需的不稳定层厚度也要厚得多. 一般云顶发展到对流层顶附近的积雨云才有可能降雹. 雹粒大小和对流性不稳定层厚度及强度的关系如图15·11所给的平均资料所示.

2. 冰雹增长和上升气流

解剖冰雹，可以看到有一不透明的核心，外面透明和不透明的层次彼此相间包围着，有的是两三层，有的有好几层. 成层结构和层次，不同大小的冰雹有所不同，因而形成条件也有所不同.

小冰雹成层较多，组成质点很小. 这种结构使人们容易推论出冰雹增长和云的结构及在云中上下往返多次的现象有关. 前面已介绍过，积雨云中在0℃层以下是水滴组成，在0℃层以上是过冷水滴，再高些更冷的层次有过冷水滴与雪花和冰晶. 如积雨云中上升气流是不稳定的，时强时弱，当上升的过冷水滴和上空的冰晶或雪花相碰时，过冷水滴就很快在其上冻结成冰雹的核心，由于冻结的时间非常短，冻结速度很快，所以形成的雹核里常混有空气，组织比较疏松，呈不透明白色的冰层，冻结得愈快，冻结成的冰层越白越不透明. 雹核形成后，或因上升气流减弱或因其重量较大，可下降，当它降到0℃层以下后，由于这一带温度较高，它的表面一部分融化成水，同时也有一部分雨水粘于其上，这时若上升运动又增强，它又被带到0℃层以上低温区，雹核表面的水又冻成冰，由于是缓慢的冻结，因而形成透明的冰层. 当上升气流又减弱时，冰雹又下降. 当降到过冷水滴区时，过冷水滴又迅速在其上冻结成不透明的冰层，如此反复. 因此若时强时弱的上升气流使冰雹在0℃层上下升降时就会使冰雹形成透明和不透明冰层相间排列的结构. 又由于这种反复升降多次，使冰雹冲并的路程大大延长，因而就增大. 最后当上升气流已托不住

时，就降到地面而形成降雹（如图 15·29）．因此冰雹的结构及其增长过程，不但同上升气流大小有关，而且还同上升气流的不稳定有关．

至于大冰雹，几厘米以上的大冰雹，层次又很少，最近 10 年来，很多人认为，是上面所谈的雹粒增长过程所不能解释的．同时认为，增长成这样大的灾害性冰雹是同强的垂直切变有关．为了讲述方便，这一点我们放在下面讨论．

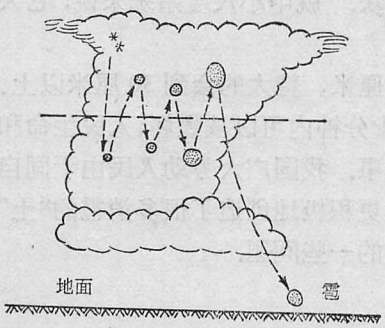


图 15·29　冰雹增长示意图

3. 急流同降雹的关系

图 15·19 已指出，冰雹区特别是灾害性冰雹区，与急流轴有密切关系．日常见到的个例，也有这种关系．那么，急流对于降雹到底起什么作用，是应该讨论的．对流层里急流，是大气风场有垂直切变的反映．切变对雹形成的作用，大致有：

（1）风随高度增加的切变，使温度平流在各个高度上不一样．强切变容易形成高层冷平流、低层暖平流，这样有利于对流性不稳定层结形成．

（2）切变大，反映大气斜压性强，有利于天气尺度扰动的发展，提供了强的上升气流，为对流起始发展创造了条件．

（3）急流的存在，为对流发展成为有组织的巨大的严重对流系统，并为云柱不断更新提供了有利机制（见第四节四）．

（4）强的切变使云柱倾斜，是大冰雹增长很重要的条件．现在讨论如下．

先看大冰雹的微物理结构．解剖大冰雹，发现组成大冰雹的质点比小冰雹要大，只有两三层透明、不透明层次间隔着．透明层是由许多很大的冰晶（体积在 10^{-4}—10^{-1} 厘米^{3}范围内），间杂着少数比较大的气泡组成，不透明层是由很多很小的冰晶（体积 $\leqslant 10^{-5}$ 厘米^3）组成．当雹粒通过过冷水区在其上会凝聚许多大的过冷水滴，让其缓慢冻结就可形成一层透明层．当雹粒通过零度附近高度时，许多小水滴附粘在它上面，当其随上升气流移动到低于零下几度高度，就形成一层乳白色类似霜的不透明层，这种过程类似于小水滴在零下几度时形成霜的过程．

参考图 15·17．雹粒第一次增长是由云底随着上升气流到云顶这段路程进行的，由于上升气流很强（最大可达 50 米/秒），增长是很慢的，到云顶只有毫米量级的小雹粒．由于高空强风速，被带到云柱边沿云砧处，而后在微弱下沉气流处下落．由于云体倾斜，除去极少数外，大多不能降到地面，而降落到 3—4 公里附近（相当于 0℃ 层高度）再一次进入云内，开始它的第二次增长路径．刚入云时，云的边沿地区上升气流不强，雹粒缓慢向上运动．许多小水滴附粘其上，同时上升气流是倾斜的，会遇到许多小水滴附粘其周围，等达到零下几度高度开始形成不透明的层．在这段时间，雹粒经过的路径要长，可以增长很快．当雹粒上升到过冷水区，虽然气流上升速度加强，但雹粒已相对地增长很大，重力下降速度也很大．这种上升、下降速度之差，往往每秒只有几米，上升气流还能托住雹粒缓慢上升．在这一过程中，雹粒有机会捕获大量的过冷水滴，冻结成一层透明层，而且增长很快，所以变得很大，达到几厘米的大小．等到超过 300—400 毫巴高度（这个高度一般是最大上升速度高度）以后，上升气流支持不住，在强上升气流核心附近降落到地面，形成

雹灾．雹粒所走过的路径如图 15·17 中虚线所示．

因此，可以看到，切变使上升气流倾斜，提供了冰雹增长很快、很大的机制，因为雹粒在广阔准水平方向增长的机会远比在垂直方向的机会要大得多．

4. 零度(0℃)层高度与降雹的关系

前面已谈到云中 0℃ 层以上是过冷水滴区，0℃ 层以下是水滴和过饱和水汽区，冰雹的增长同这些区的垂直分布有关．因此 0℃ 层的高度对降雹与否是有影响的．0℃ 层高度太低时，雹核在通过水滴和过冷水滴进行冲并的路程短，不利于增长，只能形成小雹粒．0℃ 层过高时对流作用在 0℃ 层以上所经路程短，甚至达不到 0℃ 层，因此，冰雹本身温度不够低，甚至不能完成冻结过程，这样也不利于雹的形成和增长．即使形成，由于体积小，本身温度较高，在下降过程中容易融化成雨滴，不能形成降雹．热带地区之所以很少有冰雹就是这个原因．总之，降雹要求有适当的 0℃ 层高度．经验表明，0℃ 层高度一般在 600 毫巴附近有利于降雹，稍低些比稍高些更有利些．

5. 水汽条件

积雨云中水汽含量和冰雹大小有密切关系．经常见到的情况是冰雹发生在湿舌及其边缘地区．

由上面讨论，可以推知冰雹出现有地区性、季节性和日变化．经验规律有：

(1) 由地区看，山区多于平原，中纬多于高、低纬，内陆多于沿海．这和大规模冷暖空气活动和地形条件有密切关系．

(2) 由出现季节看，多发生在冷暖空气势均力敌的季节，春末夏初的 5，6 月，夏末初秋的 8，9 月是比较多的．

(3) 在一天中，冰雹多出现在 14—17 时．

二、关于冰雹预报

关于严重对流天气的预报，补充两点：(1)会不会有冰雹，(2)冰雹大小的预报．这些都是些经验的材料，仅供参考．在具体工作中还需要根据冰雹形成条件和物理过程，结合局部条件和经验，创造性的选择合理参数制成点聚图或其他预报办法．

1. 有无冰雹

国外有人用简化沙氏指标 ($S_{\text{简化}}$) 和垂直切变参数 (R_v) 找降雹与否的指标．这里 R_v 定义为 300 毫巴风速和 850 毫巴风速之比．

降雹指标：

(1) $S_{\text{简化}} \leqslant 12.0$，　　$R_v > 1.0$．

(2) $12.1 \leqslant S_{\text{简化}} \leqslant 13.0$，　$R_v \geqslant 2.0$．

(3) $13.1 \leqslant S_{\text{简化}} \leqslant 14.0$，　$R_v \geqslant 4.0$．

不降雹指标：

(1) $S_{\text{简化}} \leqslant 12.0$，　　$R_v \leqslant 1.0$．

(2) $12.1 \leqslant S_{\text{简化}} \leqslant 13.0$，　$R_v < 2.0$．

(3) $13.1 \leqslant S_{\text{简化}} \leqslant 14.0$，　$R_v < 4.0$．

经过验证发现，观测到的 30 次严重雹灾中有 28 次符合降雹指标，占 93%，而不符合上述指标但出现降雹的仅占 7%．

上述降雹指标也说明强的垂直风切变有利于降雹.

贵州地区经验认为：(1) 850 毫巴和 800 毫巴等压面的位势高度 H_{850}, H_{800}, (2) 低层减温率 $\gamma_{850-700}$ 和高层减温率 $\gamma_{700-400}$, (3) 700 毫巴以下水汽，如 850 毫巴比湿 q_{850}, (4) 零度层海拔高度 H_0 等是影响冰雹的主要参数. 发现降雹条件为：

(1) H_{850}、H_{800} 下降至同期平均值以下，并接近于最低值.

(2) 低层增温高层降温相结合.

(3) q_{850} 很大.

(4) H_0 值 3—5 月在 4666 米上下(4230—4980 米).

贵州地区冰雹常发生在春季 2—5 月. 这和高空急流活动有关，他们根据上述条件得到降雹指标 K 的经验公式，春季(3—5 月)为：

$$K = 10\left(\frac{1430}{H_{850}} + \frac{1950}{H_{800}}\right) + \frac{H_0}{4670} - \frac{1}{3}\left(\frac{12.0}{q_{850}} + \frac{\gamma_{850-700}}{0.42} + \frac{0.64}{\gamma_{700-400}}\right),$$

其中一些数值都是该季节相应参数的平均数值.

他们发现，结合天气图，当K值在 19.5—20.5 之间时，未来 24 小时内有雷雨和夹降冰雹的可能. 而K值在 18.5—19.5 之间时，一般是阴天中小雨. 当K值小于 18.5 时，一般是晴天有雾或霜冻.

此外，在第四节所给的不稳定指标，也有预报参考价值.

2. 冰雹大小预报

国外有人根据不稳定能量面积和经验图解，来作冰雹大小的预报. 图 15·30 为预报时所用的层结曲线，应用方法如下：(1) 求出湿层水汽含量的平均值. (2) 用此平均值沿饱和比湿线上升和层结曲线相交，定出对流凝结高度 C 点. (3) 由 C 点沿湿绝热线上升到层结曲线上温度为 −5℃ 的气压处 B 点，B' 点为层结曲线上 −5℃ 的点. (4) 求 B, B' 两点的温度差，即为三角形 CBB' 的底. (5)估计三角形的重心(即图中“。”点)，通过此点作干绝热线交底边 BB' 于 H, 交对流凝结高度于 H', 求 H, H' 两点的温度差. 图 15·31 为根据历史资料作出的冰雹直径和三角形大小的图解. 根据已求得的这两个温差，从图上找出冰雹的大小.

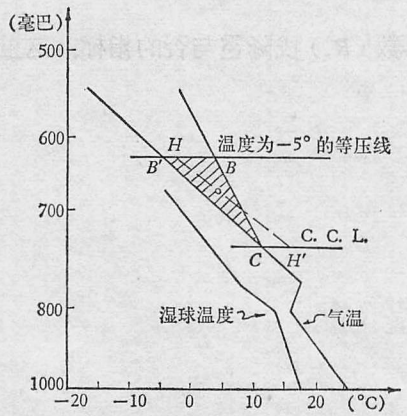


图 15·30 计算冰雹直径时所取参数的示意图
(图中 BB' 为三角形的底边，HH' 线和三角形的高成正比)

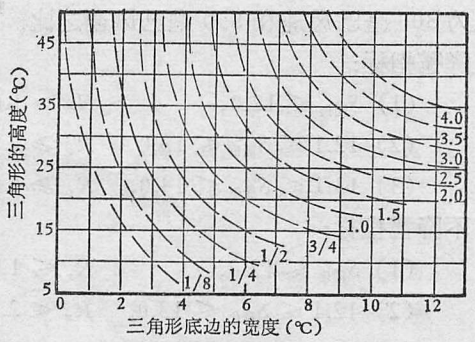


图 15·31 预报冰雹直径图解
(横座标为 B, B' 两点的温差，纵座标为 H, H' 两点的温差，虚线为冰雹直径)

第九节　龙卷低压和龙卷

仔细分析小尺度天气图，可以发现有一些尺度比一般气旋小一个量级或更小一些的中尺度低压区，有的不一定成闭合环流，而成中尺度低槽．中尺度低压区内一般为对流性天气，有的则很严重，可出现龙卷．中尺度低压中出现龙卷者称为龙卷气旋．

关于中尺度低压，我们举下面的例子说明一下．图 15·32 为 1959 年 7 月 3 日在华北地区发展起来的中尺度低压连续演变图．这次中尺度低压是在冷锋前发展的，最初对流不明显，只有零星小雨，形成中尺度低压以后基本上沿着 700 毫巴气流移动，移速也近于 700 毫巴气流，活动了 7 个小时，发展最旺盛时带来了暴雨、大风，局部地区有冰雹等对流性天气．从这个例子以及其它分析到的例子，可以看到这样事实，当中尺度低压发展比较完善时，都伴有对流性天气发展．

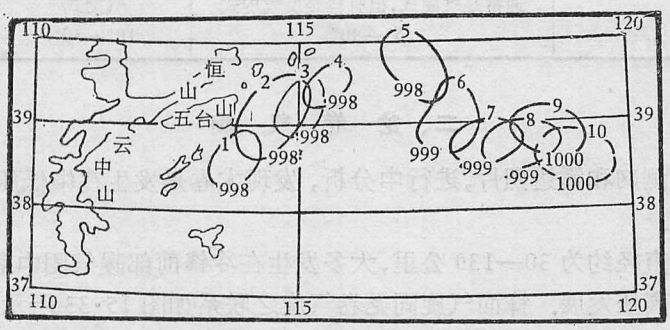


图 15·32　中尺度低压示例

一、龙卷风的现象

龙卷，或称为龙卷风，是一种自积雨云底部下垂的漏斗云，当它接触到地面时所带来的剧烈天气的总称．它是一种快速旋转的涡旋，风力很大，时常达到 100 米/秒以上．这样的风力，自然破坏性很强．它的水平范围很小，直径从几米到几百米，平均为 250 米，然而强风区可达 1—2 公里．海上龙卷的范围小于陆地．虽然龙卷范围很小，然而中心气压很低，比四周大气低几十毫巴是通常的事，可以想到水平气压梯度一定很大．龙卷移动的时速约为几十公里，路径多呈直线，路径长度只有几公里，极个别的会有 300 公里，所经过地区一般都要受到破坏．龙卷漏斗由云体组成，由于风的旋转力很强，常把地表面上的水、尘土、泥沙卷挟而上，从四周包围呈管状．在陆上的外围为泥砂包围，即所谓陆龙卷．在海上见到的，外围为海水包围，因而又称为水龙卷，俗话说“龙吸水”就是这种现象，其实并不是龙，而是一种自然现象．龙卷初生时，漏斗云的轴一般是近于垂直的，当发展到后期，往往变成曲折或倾斜形状．这是由于高空风速远大于低空，被气流吹成曲折或倾斜．

龙卷漏斗常常不是一个，在同一时间里，甚至从一个母体云（指派生出龙卷的积雨云）里，会有两个、三个、四个不等．而且各个发展阶段不一定相同，有的已在消失，有的还刚刚发展．龙卷漏斗气流旋转方向一般为气旋式的，但在它成对出现时，常常旋转方向不一致，一个为气旋式，另一个可能为反气旋式．

龙卷可以说是目前已发现的破坏力最大的一种灾害性天气系统．有关龙卷一些物理参数见下表．

表 15·2　有关龙卷的物理参数

	测到的范围	典型范围	加权平均
最大转速(公里/小时)	160—180	320—640	480
最大上升速度(公里/小时)	32—320	80—240	160
核心气压下降(毫巴)	20—200	50—100	75
核心移速(公里/小时)	0—100	32—64	48
受灾宽度(米)	15—1500	30—300	180
受灾范围(公里)	几为零到几百公里	1.6—80	16
生活时间	几分钟到几小时	15—60分	20 分
云底下垂的可见高度L(米)	150—3000	300—1500	900
同时出现数目	1 个，多到 6 个	1	1
环流 Vr(米^2/秒)	$(0.1—10)\times10^4$	$(1—5)\times10^4$	$3—10^5$
北半球旋转方向	通常是气旋式，但有些是反气旋式	气旋式	气旋式
近地面倾斜角	5°—40°	10°—30°	15°

二、龙 卷 气 旋

利用稠密观测网和雷达照片，进行中分析，发现龙卷是发生在中低压系统里，这种低压称为龙卷气旋．

龙卷气旋的直径约为 30—130 公里，大多发生在冷锋前部暖气团中最大不稳定带上．在其北部常有中高压发展．锋面气旋同龙卷气旋之联系如图 15·33 所示．至于龙卷气旋的发展过程，根据各个不同个例分析，有不同结果．因此，至今还不能得到肯定结论．

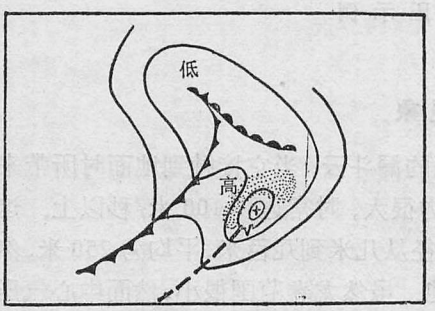


图 15·33　锋面气旋同龙卷气旋的联系
(＋为龙卷气旋中心，　　V 表示龙卷位置，
——为最大不稳定带，点区为雷达钩形回波)

地面龙卷，往往发生在龙卷气旋的南侧，有时也在气旋中心．当第一龙卷消失后，往往还会在南侧有第二个新生，可以连续发生几个，组成龙卷族．龙卷的移速一般比龙卷气旋要快，当离开龙卷气旋后很快消失．

龙卷同积雨云的联系，人们通过目测早已发现这种事实，然而它们之间是怎样联系的以及同龙卷气旋的关系如何，只是通过对雷达照片的分析才有些了解．从飞机探测发现，在龙卷发生时或之前，积雨云很快地作气旋式旋转并向一个地区集中．而后根据每隔一、两分钟的雷达照片，划等亮度线，发现强雷达回波很快组成一条带，并很快的弯曲成螺旋状(或 6 字形)，最终在一地呈闭合环形．象这样的螺旋状带往往有好几条，很象台风内的雨带形状．这种回波形状，后来一般称为钩形回波(如图 15·34 所示)，是龙卷回波的一种很重要标志．而钩形的中心，后来确认为龙卷气旋的中心．这个中心仿佛台风眼一样，大多为晴朗天气，其大小只有一、二公里．中心的外围是风速最大的圆环，即所谓旋风区．而龙卷往往不一定在龙卷气旋中心，而常在这旋风区内．同时人们还看到，龙卷并不是产生在严重积雨云主体的下方，而往往出现在右后侧(西南方，即钩形区)，人们把这对流云主体称为

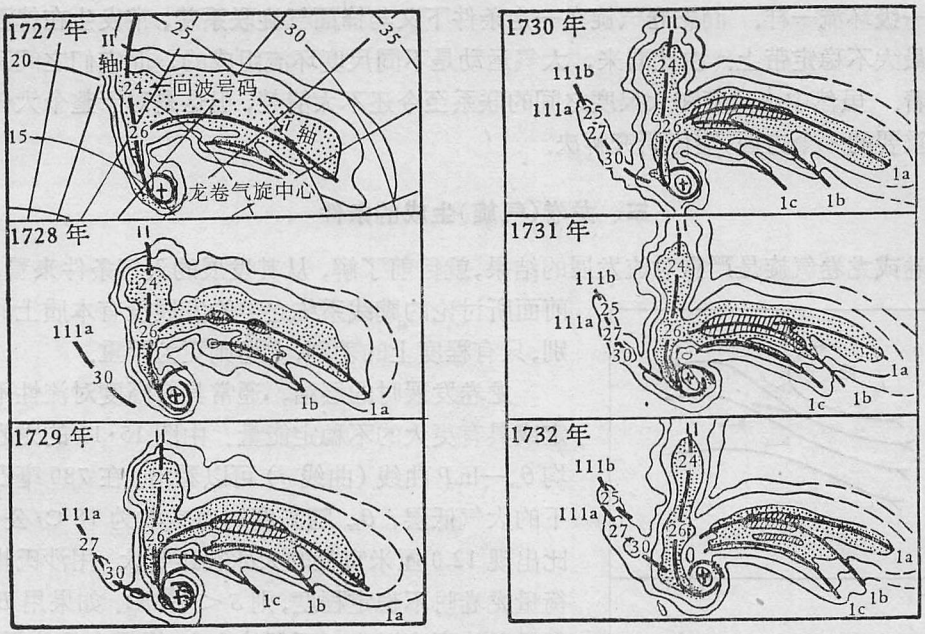


图 15·34　龙卷钩形回波

母体云. 母体云向右后方排出大量饱和湿空气,被龙卷气旋旋风区吸入,而后凝结上升形成云柱,这种现象往往在龙卷气旋南侧最厉害,表现出龙卷漏斗,当其接触地面即为龙卷.

至于龙卷气旋究竟怎样同地面流场联系着,国外有人根据 1965 年 5 月美洲一次龙卷活动资料, 将风速自记记录经过仔细处理换成空间分布, 如图 15·35 (a) 所示. 图中还附有灾区分布, 可看出灾区同雷达钩形回波的关系. 这次龙卷的最大阵风约为 67 米/秒. 这次龙卷气旋向东北东移动,移速约为 30 米/秒. 在这例子中, 龙卷气旋中心和龙卷中心是一致的. 为要揭示龙卷气旋区的旋转风场, 可以从实际风场减去假设没有龙卷气旋时的风场,结果如图 15·35(b) 所示. 由此图可以清楚地看到, 风场是气旋式环流,而且是辐合流场. 虚线圆圈为旋风区. 大体在中心以外 30 公里处, 扰动风场作螺旋式向旋风区域流去. 接近旋风区,扰动风场近于同旋风区相切. 扰动风场是很不对称的,向内流主要发生在龙卷气旋的前方.

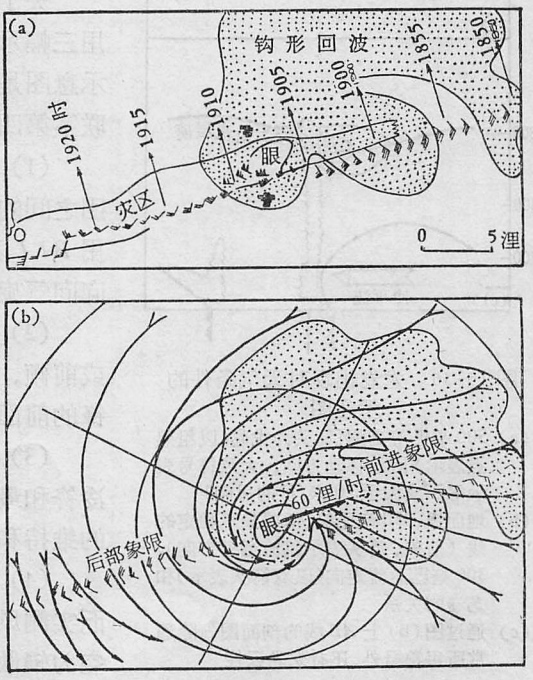


图 15·35　平均最大风速(1 分钟平均)的空间分布(a)和相对流线(b)

最后还要指出一点, 龙卷往往被视为龙卷气旋的次一级环流, 正如气旋波是大气长

波的次一级环流一样. 而龙卷气旋在一定条件下又与锋面气旋联系着，常发生在锋面气旋暖区最大不稳定带上. 由此看来，大气运动是不同尺度环流组成的，而它们之间又彼此联系着. 虽然中小尺度和大尺度之间的联系至今还不太清楚，但这是对于整个大气的了解很重要的一个方面，需待研究解决.

三、龙卷(气旋)生成的条件

龙卷或龙卷气旋是严重对流发展的结果，就目前了解，从其发展的天气条件来看，同前面所讨论的飑线系统之类的发展没有本质上的差别，只有程度上的差别，龙卷则更为严重.

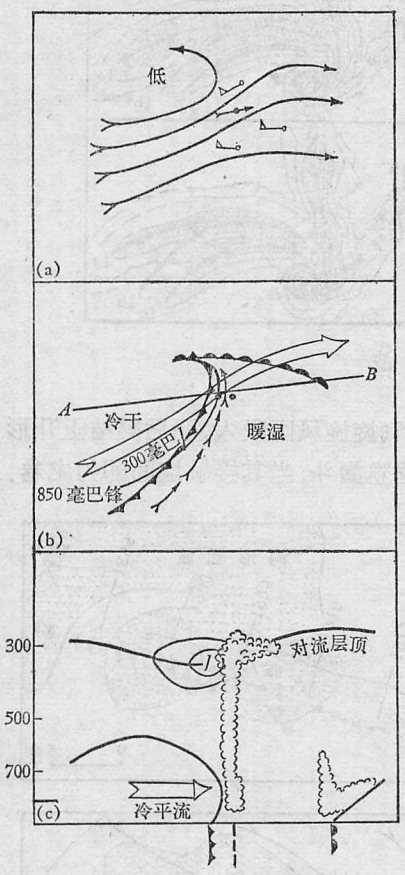


图 15·36 龙卷出现时天气条件的示意图

(a) 500 毫巴等高线[箭头为龙卷(以粗黑点表示)回波移动方向，大风符号表示等于或大于 20 米/秒的风向]

(b) 地面锋、850 毫巴锋、低层最不稳定的线（箭矢、箭头表示气流运动方向)、300 毫巴急流走向(以双箭头表示)和龙卷的关系

(c) 通过图(b)上 AB 线的剖面图，除通常所用符号外，还有龙卷云柱

龙卷发展时的层结，通常具有高度对流性不稳定或具有更大的不稳定能量. 由图 15·11 的龙卷平均 θ_{se}—$\ln P$ 曲线（曲线 d）可以看出，在 780 毫巴以下的大气低层，θ_{se} 随高度的递减率为 18℃/公里，比出现 12.0 厘米直径的大冰雹还要大. 用沙氏指标衡量龙卷时不稳定程度，则 $S<-6$℃. 如果用 BLI 衡量对流高度以上正面积的大小，根据个例分析，是在 −5℃ 以下的地区. 就湿度条件来看，与灾害性冰雹相比，龙卷出现时湿度对比更大些，湿舌也更为尖狭些，而且出现在湿舌顶部附近.

关于所谓抬升条件或天气形势条件，我们可以用三幅示意图来概括[图 15·36(a),(b),(c)]，这些示意图是根据一些人讨论龙卷的例子概括出来的. 联系第四节的讨论，可以看出以下几点:

(1) 龙卷发生在暖湿、冷干对比很大的两种气团之间的冷锋前部，最大不稳定带（或用 θ_{se} 表示或用 BLI 表示)附近. 最大不稳定带随着低空气流方向向气旋中心伸展.

(2) 由于后部有强冷平流作用，冷锋近于垂直或前倾，即在 850 毫巴附近的锋多少有点超在地面锋的前面. 这样就为对流发展提供有利条件.

(3) 300 毫巴急流轴通过发生龙卷的一段地面冷锋和最大不稳定带附近地区，这对龙卷的母体云的维持和不断更新，提供了有利机制.

(4) 龙卷在 500 毫巴槽前等高线散开的区域，而实测风多少有点向高值等高线吹，这些都表示高空为辐散区.

(5) 龙卷回波的移动方向偏于等高线的右边，偏角达 20℃ 左右.

关于龙卷预报，目前还没有专门办法，一般是从天气条件入手，正如在第七节所讨论的预报严重对流的发展，再配合雷达回波进行.

第三篇　大气环流和中期形势预报

第十六章　大气环流的基本知识

第一节　大气环流概论

一、什么叫大气环流

前面第七—第十五章讨论了主要天气系统和主要天气过程及其相应的天气．正是由于这些天气系统的活动，才导致东亚地区和我国出现不同的天气过程和不同天气现象．

地球大气是个整体，因此各地区同时出现的天气过程之间是相互关联的，导致各种天气过程的天气系统显然也是相互联系和相互制约的．这些不同的天气系统反映着各该地区的大气运动状况．各局部地区大气运动状况的总体，即世界规模的大气运动状况，就是所谓的“大气环流”的基本含义．为了更深刻的认识东亚和我国这一局部地区的天气过程特点以及更好的做出预报，了解大气环流概况是非常必要的．此外，世界规模大气运行的基本状态，不但影响着各地天气的类型，而且还影响着各地区的气候特点和气候的形成．因此对于了解气候的形成，进而将来能够控制天气改造气候，研究大气环流也是必需的．

大气环流这个名词，在气象学中并没有明确的定义，引用也比较混乱．有人以大气中大规模平均情况作为大气环流．也有人将所有大气中的大小运动现象都归入为大气环流．按一般最常用的说法，所谓大气环流是指大气中具有世界性的大规模流场，其中包括平均现象也包括瞬时现象．这里及后面所说的大气环流就是最后一种定义．显然，一般所谓的天气系统是大气环流的组成部份，特定的天气过程是以某种大气环流状态为背景的．

因为在高空，尤其在高纬高空，地转风关系近于准确，故常用流场和气压场同时讨论大气环流问题．在近地面层，虽然摩擦作用比较强，用地转风关系及水平气压分布来代表实际风时误差比较大，但有“风压定律”可以遵循，所以世界性的地面水平气压分布与流场分布也常放在一起讨论．有时为了方便，也时常单独用气压分布来讨论大气环流．又因温度分布与气压分布以及上下层气压分布的变化有密切关系，所以在讨论气压场时，也常讨论温度场．根据需要有时也讨论湿度场或蒸发、降水的分布．

二、大气运动的“尺度”

各种不同的天气系统，其所占的空间范围大小不同，活动的时间长短也不相同．根据经验，凡是大型系统，它们的生命史要长些，小型系统的生命史要短些．这种关于天气系统空间范围的大小和活动时间的长短通常称为天气系统的“尺度”，也就是大气运动（或现象）的“尺度”．大气中有各种不同运动形式（或现象），如长波槽脊、锋面气旋、飑线、龙卷风等等，每一种形式都有一定的空间尺度和时间尺度．根据时间、空间尺度，一般可将大气中各种运动形式（或现象）分成四类：

(1) 行星尺度包括世界规模的大气环流、高空急流、超长波、长波、阻塞高压以及极地低涡、副热带高压等.它们的水平空间尺度在千公里或数千公里(和地球半径可以相比较)以上,时间尺度在1星期左右或更长些.

(2) 大尺度包括地面上的锋面气旋、移动性高压、高空的中型扰动 (短波槽脊)切变线、低涡和台风等. 水平空间尺度在100—1000公里左右, 时间尺度为3—4天左右.

(3) 中尺度包括飑线、山谷风、海陆风等. 水平空间尺度为几十公里, 时间尺度为1天左右或更短.

(4) 小尺度如龙卷风和雷雨云等. 水平空间尺度在10公里左右或更小,时间尺度为几小时或更短.

"尺度"的作用何在呢? 我们知道,描述大气状态、大气运动和大气中的现象时, 需要有许多要素和许多物理量,这些要素和物理量由于运动尺度不同而有不同的数量级,而数量级的大小又规定着运动或现象的性质. 选择不同尺度、不同的数量级,揭露出来的是不同的现象, 这就显露出尺度的作用了. 例如"辐散"这个量是不能直接测量的, 而是计算出来的, 计算出的数量级同我们所取的水平空间尺度有很大关系. 又如"垂直运动"这个量也是一样. 关于不同尺度运动形式的辐散和垂直运动的数量级见表16·1. 表中给出不同尺度运动的"特征值",即具有代表意义的数值. 由表可知空间尺度的作用是很大的, 至于时间尺度的作用同样也是很大的. 许多气象要素在几分钟内常常变动很大, 时间尺度如取为1天, 则变动就小, 如取的更长则变动又不同. 如在飑线过境时, 气压变化在5分钟内平均会变动2—6毫巴,而中纬度气压变化在24小时内一般也只变动几个毫巴. 当我们考虑气压变化率时,这两种变化的数量级之差达10^2—10^3, 这足以说明时间尺度的作用.

表16·1 各种不同运动尺度和某些物理量的数量级

运 动	水平空间	时 间	辐散(秒$^{-1}$)	垂直运动(厘米/秒)	测站距离
行星尺度	1000—10000公里或>10000公里	几天—1周,或以上	$<10^{-6}$	10^{-1}	500公里
大尺度	100—1000公里	3—4天	10^{-5}—10^{-6}	10^{0}	100—500公里
中尺度	10—100公里	≤1天	10^{-4}	10^{1}	几十公里
小尺度	≤10公里	≤几小时	10^{-3}	10^{2}	几公里

上述不同运动尺度对于运动形式有什么动力意义呢? 已知空气运动受气压梯度力、地转偏向力、离心力和重力所支配(不计摩擦力), 这些力所起的作用大小视运动尺度而定. 在较小尺度运动中, 地转偏向力相对于其它各种力来说可以略去, 而在较大尺度运动中就很重要. 离心力的作用恰好相反,在较小尺度运动中显得重要,在较大尺度运动中就不起什么作用. 气压梯度力总是起作用的. 因此,行星尺度的运动,主要是受地转偏向力和气压梯度力所制约,即基本上遵从地转风原则. 这种尺度的运动,水平速度的特征值为10—50米/秒, 而垂直运动的特征值只有0.1厘米/秒左右, 因此可以把这类运动近似地看成水平的. 对大尺度运动,地转偏向力、气压梯度力、离心力都起支配作用. 然而对

于中、小尺度运动来说，矛盾方面发生了转化，离心力和重力却变为主要的方面．因此运动不再遵守地转风原则，风向不是近于平行等压线而是近于垂直等压线，即由外围(或中心)指向中心(或外围)，从而垂直方向的运动(垂直速度)显得很重要(在小尺度运动中垂直加速度往往也是重要的，静力学平衡关系遭到破坏)，垂直速度常达几十厘米/秒，甚至有时会达到十几米/秒以上，与水平风速的大小相当．

此外，从全球大气整体来看，大气的垂直厚度虽有千余公里，然而影响天气变化的气层只有30公里左右，直接影响天气变化的气层仅仅在地面以上10公里左右的对流层内．与大气环流有关的水平空间尺度为1千公里以上(可以与地球半径相比)，因此世界规模的大气环流，其垂直尺度与水平尺度相比，等于或小于1/100，于是我们可以把大气看成是盖在地面上极薄的一层．这个现象具有原则性的意义，因为它决定了大气垂直运动同水平运动之比，可以证明前者是微不足道的，因而可把大型环流近似地当成水平运动．然而中小尺度运动就不同了，其垂直范围几乎与水平范围相当，垂直运动就显得很重要．

由上可知，不同尺度的运动具有其特殊的本质．我们应该用不同的资料、不同的分析方法、不同的预报原理，分析预报不同尺度的运动才能解决问题．例如，处理行星尺度问题时，需要半球范围的资料，测站距离有500公里就可以了，处理较小尺度的问题必须有较小范围的以及测站距离较小的资料才行．

另外，上述不同尺度的运动形式是不能截然分开的，它们是相互联系而又相互转化的．例如锋面气旋同长波槽密切联系，有的飑线同锋面密切联系，有的龙卷又同飑线密切联系．不同尺度的槽脊之间可以互相转化．在一定条件下，飑线的集合可形成强冷锋，发展成锋面气旋；雷雨单体的集合，在一定条件下有可能转化为大尺度的台风．

三、大气环流的物理成因和大气环流模型

1. 大气环流的原动力和“单圈环流”模型

大气是低粘性可压缩流体，很容易因为温度和气压的改变而膨胀或收缩，并发生运动．

大气运动需要能量，从根本上来说，能量来源于太阳辐射的热量，因为地球呈球形，所以太阳光线照射到地球上的情况随纬度而不同，有的地方是直射(在大气上界与太阳光线垂直的平面上，每平方厘米的面积上接收的太阳辐射能，每分钟约有2卡的热量，通常称为“太阳常数”)，有的地方是斜射，而斜射的程度也有很大的差异，有的地方根本照射不到．因此，就整个地球(包括地球和大气)而论，太阳辐射能量是随纬度而异的，它对太阳辐射能的吸收率也随纬度而异，低纬度比高纬度得到更多的热量，这种随纬度的不均匀加热是导致大气大规模运动的基本条件．

但是大气直接吸收太阳辐射(又称为“短波辐射”)并不多，据计算，1年内射到北半球的辐射总量中只有7%被大气所吸收，其中50% 被大气、云反射到宇宙空间，43% 被地球表面所吸收，因而使地球表面具有一定的温度(据多年全球平均约为287K)，在此温度下，地球也放射辐射，不过地球辐射的波长比起太阳辐射的波长要长得多，故亦称这种辐射为长波辐射，而这长波辐射最容易被大气所吸收，因而大气吸收地球放出的长波辐射是大气加热的主要方式．此外，地表面蒸发水分到大气中去，由于冷却凝结而放出的热量为大气所吸收．最后大气还可以以湍流传递的方式从地表面吸收热量．后二种加热方式的

根本能源仍是太阳，不过这种使大气加热的方式不是“辐射加热”.

大气不仅由地球表面吸收热量，而它本身也不断地以辐射的方式向外放出热量(也是一种“长波辐射”)，即大气不仅收入热量，同时也支出热量. 地球上各地大气的这种热量收入和支出是不平衡的：有的地方收入大于支出，为热量净收入；有的地方收入小于支出，为热量净支出.一般说来低纬度大气为净收入热量，高纬度大气为净支出热量.所以低纬大气因得到热量而加热，高纬度大气因失掉热量而降冷. 低纬度大气因加热膨胀上升，在高空流向高纬和极地；高纬度大气因冷却收缩下沉，在低空流向低纬和赤道.这样，大气就产生了运动，而构成了大规模的环流. 这种大规模的环流状况是：在低纬赤道附近为上升运动，在高纬极地为下沉运动，以及在北半球高空为南风，低空为北风的一个大环流圈(南半球相反)，这种环流圈是经圈垂直面上的，可称为经圈环流或垂直环流.如图 16·1 所示，这种环流一般称为“单圈环流”. 这种垂直环流可使高、低纬度间不同温度的空气发生交换，使热量由低纬流向高纬，以低纬的热量净收入补偿高纬的热量净支出.

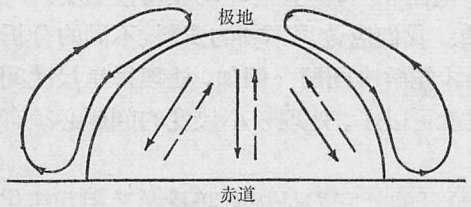


图 16·1　单圈环流示意图
(实线箭头为地面风，虚线箭头为高空风)

因此，如果说太阳辐射能及其按纬度不均匀分布，是使大气产生大规模运动的根本原因和条件，那么大气在高、低纬之间热量收支的不平衡，则是产生大气环流的直接原动力.

2. 地球自转和“三圈环流”模型

(1) 三圈环流的形成

上面只讨论了大气运动及大气环流的根本原因，并没有说明大规模气流的具体状态，虽然给出了“单圈环流”模型，但实际情况远较此为复杂，而且实际上“单圈环流”也是不可能维持的. 由于地球自转的影响(即地转偏向力的存在)使北半球运动着的大气向右偏，南半球向左偏. 在北半球，从赤道上升的空气，在高空向北流的过程中要向右偏，到北纬 30° 附近就转变为偏西风了，这样就阻碍了低纬高空大气继续北流，因而使大气在那里堆积并辐射冷却而下沉. 下沉的空气再在低层分别流向南方和北方. 向南的气流受地球自转的影响也逐步偏右，转变为低纬地面层的偏东北风，一般叫“东北信风”，相应的在南半球地面层流向赤道的那一支叫“东南信风”. 东北信风和东南信风在赤道地区汇合上升，再在高空流向高纬度. 这样在低纬度地区，南北半球各有一个环流圈，一般叫做“信风环流”. 两个信风环流间的汇合地带叫“赤道辐合带”(见图 16·2).

图 16·2　三圈环流示意图
(实线箭头为地面风，虚线箭头为高空风，粗实线为极锋)

从北纬 30° 处下沉，在低层向北流的那一支在北半球也要向右偏，转变为中纬度地面层的偏西南风. 同理，在北极地区下沉的气流，在地面层向南流的过程中也要向右偏转变为高纬度地面层的偏东北风，这支东北风与从中纬度来的西南风在中高纬地区相遇汇合，由于这两支气流的温度不同，暖湿的西南气流在冷干的东北风上爬升，到高空又南北分流. 向北的一支流向极地(偏右仍为偏西南风)，降冷下沉，补偿了极地下沉南流的空气. 这样在高纬地区也形成了一个环流圈，一般叫“极地环流”. 中纬暖湿西南气流与高

纬冷干东北气流汇合地带叫“极锋辐合带”(图 16·2).

极锋辐合带上空向南流的一支与向北流的低纬空气相遇汇合下沉,如前所述,下沉后再在地面层南北分流(此处一般叫副热带辐散带). 因此中纬度地区,在“信风环流”和“极地环流”之间也形成了一个“环流圈”(图 16·2).

可见整个半球范围从南到北出现了所谓的“三圈环流”. 低纬和高纬的两个环流圈,由于它是暖处上升,冷处下沉,因此一般又称之为“正环流”或“直接环流”;而中纬度的环流圈恰好相反,一般又称之为“反环流”或“间接环流”. 但这个“反环流”较两个“正环流”要弱得多. 此外,环流圈伸展的高度,在赤道和低纬较高,向高纬和极地逐渐降低,这主要是由于赤道和低纬地区加热程度较大以及随之而来的上升运动伸展较高所致.

(2) 相应的水平流场

由上面讨论可知,在“三圈环流”形成过程中,地面层气流分布特点是:低纬和高纬分别为两个东风带,气流方向偏东北,中纬度为一西风带,气流方向偏西南. 高层气流分布特点是:低纬和高纬分别为两个西风带,二者之间应为一个偏东风气流区域,由于中纬度反环流较弱,所以这个偏东风气流也很弱,甚至都没有表现. 所以,低纬度和高纬度的两个高空西风带表现更为突出,这种情况可以说成是:高空西风带分布不均匀而分成两支,每一支最强中心轴线即“西风急流”. 南支急流高度较高,位于副热带辐散带上空,北支急流较低,位于极锋辐合带上空,无论地面或高空,气流均呈带状,带状气流之间有辐散,同时也有风速、风向的切变. 在自转的地球上这种带状气流是不稳定的,常常产生扰动(即槽脊),因之使带状气流不呈平直状,而呈波浪式. 从另一角度而言,带状气流中不可能同时出现一种风向,如西南风或东北风. 在西南风中必须有西北风与之相间出现,在东北风带中必须有东南风与之相间出现. 按风压定律,这样才不致使同一风带中发生同一地点、同一时间有多个气压值的不合理现象. 而同一风带中,西北风与西南风同时出现,或东南风与东北风同时出现实际上就是波状运动. 波状扰动中向南的气流温度低些,向北的气流温度高些,因此和垂直环流的作用一样,水平波状运动也可以使南北不同温度的空气发生交换,由南向北输送了热量. 图 16·3 乃是“三圈环流”及其相应的地面和高空气流的示意图.

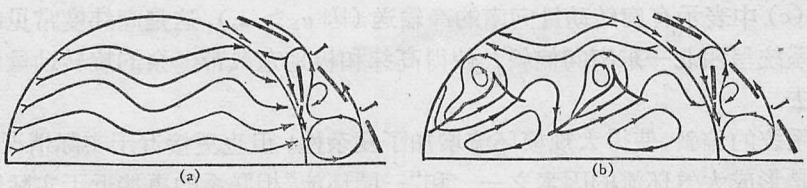


图 16·3 最简单的可能的“三圈环流”及其相应的高空(a),地面(b)流场
(粗实线为锋区或对流顶,J 为西风急流)

3. 地面摩擦的影响

大气附着在地球上,随着地球的转动而转动,如大气相对于地球是静止时,尽管它随着地球而转动,但是不会观测到“风”. 风是大气随地球转动的同时,还相对于地球有相对运动而产生的. 所谓偏西风,是大气比地球表面转动快,偏东风是大气比地球表面转动慢的缘故.大气对地球表面的相对运动产生了摩擦作用.西风通过摩擦作用有使地球转动加快的趋势,也就是地球通过摩擦作用有使西风转动变慢的趋势,即西风给予地球“旋转动量”

(即角动量)；东风通过摩擦作用，有使地球转动变慢的趋势，也就是地球表面通过摩擦作用有使东风转动加快的趋势．由此可推论出：地球(在西风带)应加快旋转或(在东风带)旋转减慢．但根据长期观测事实，地球自转的速度(即地转角速度)没有变化，这表明西风给予地球的旋转动量同地球给予东风的旋转动量正好平衡．这种平衡是如何达到的呢？由于西风经常支出旋转动量，东风经常收入旋转动量，可以推论出，西风将不断减慢(相对于地球的旋转)速度，东风将不断加快(相对于地球的旋转)速度．但长期观测事实指出，西风和东风的速度并没有这种变化的趋势．这表明(在地球自转速度不变的事实下)大气中必定有一种从东风带向西风带输送"旋转动量"的过程存在．只有如此，上述的平衡才能达到．这种输送过程是如何完成的呢？这主要和高、低空大气水平运动的状况有密切关系．我们知道，各个风带中水平气流常呈波状，特别是地面上由于摩擦影响，更多的出现涡旋状．这种波状或涡旋状系统如果是对称的，如图 16·4(a) 所示，呈正弦形槽脊和圆形高、低压中心时，只能完成热量的自南向北输送，而不能完成旋转动量的输送；如果它们是偏斜的，如图16·4(b)，(c)所示，槽线和高、低压中心轴线呈东北—西南或西北—东南向时，不但可以完成热量输送，而且还能完成旋转动量的输送．因为在图 16·4(a) 中通过任意纬圈 φ 的全风速 $\boldsymbol{V}$，在槽前、槽后相同，它们的东—西向风速分量 u_1、u_2 也相同，从北向南(槽后)和从南向北(槽前)的旋转动量的输送相抵销，因此没有旋转动量的净输送．在图 16·4(b)，(c) 中，通过 φ 的全风速 $\boldsymbol{V}$ 仍然相同，但由于系统的偏斜，使得它们的东—西风分量 $u_1 \neq u_2$，因而有旋转动量的净输送：在图 16·4 (b) 中表示有旋转动量的向北净输送(因 $u_1 > u_2$)，这是中低纬度常见的形势．由于中低纬度系统呈东北—西南向偏斜，使得低纬度东风带多余的旋转动量输送至中纬度西风带中去．在图 16·4(c) 中表示有旋转动量向南的净输送 (因 $u_2 > u_1$)，这是高纬度常见的形势．由于高纬度系统呈西北—东南向偏斜，使得高纬和极地东风带多余的旋转动量输送至中纬西风带中去．

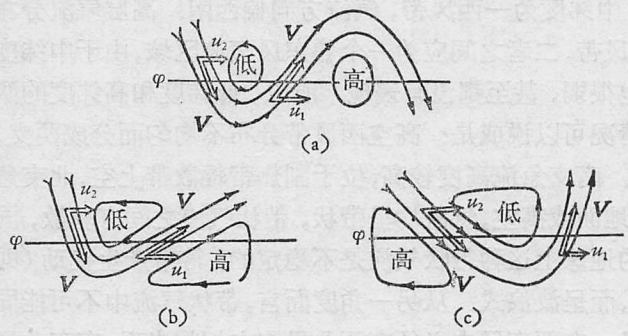


图 16·4　对称和偏斜系统示意图

由于系统的偏斜，使得大规模环流增加了复杂性，但也更接近于实际情况，所以地面摩擦作用是形成大气环流的因素之一．和"三圈环流"相联系的更接近于实际情况的高空地面偏斜流场形势可见图16·3．

4. 海陆分布和大地形的影响

上面的讨论结果，与实际的大气环流状况有相似之处，但仍然过于理想化，比实际情况要简单得多．其中重要的原因之一是假设地面状况为均匀的．实际上地球表面是不均匀的，它对大气环流发生显著的影响，例如上面所讨论的应对南北半球都适合，但北半球地表面很不均匀，因之北半球实际大气环流要复杂得多．此外，由于地表面性质的不同使得在固定的地理位置上(不同季节)还会经常出现某种特定形式的环流．

地球表面不均匀性主要表现为：地球表面上有海洋和大陆的差异 (即海陆分布影

响),以及陆地上大地形的起伏(即大地形影响). 它们对大气施以不同的热力作用和动力作用,因而对大规模气流状态产生显著影响.

首先讨论海陆分布的影响. 海洋和大陆的组成物质及其特性不同,一方面表现为海水的比热为岩石的1倍(使1克物质温度升高1℃所需的热量叫比热),另方面(也是重要的一方面)海水是流动的,海水上层经常存在着对流和平流,而陆地则不流动,因此海水增热缓慢,散热也缓慢,陆地增热和散热都较迅速. 由于海洋和大陆本身的这种性质不同,致使海陆之间有着明显的热力差异,这也就影响了大气的运动.

大气的净收入或净支出主要取决于太阳、大气和地球之间的辐射过程,大气中间的湍流传热过程,以及凝结、蒸发等潜热的转换. 某地理区域,通过上述过程大气净收入热量时,称此区域叫"热源",反之大气净支出热量的区域叫"冷源"(或"热汇"). "热源"和"冷源"中心位置尽管和大陆、海洋的地理中心位置并不一致,但是在中高纬地区,它们的分布和海陆分布有着本质的联系. 冬季大陆上是"冷源",海洋上是"热源",夏季恰好相反,大陆上是"热源",海洋上是"冷源".因此产生了如图16·5所示的环流,冬季大气在海洋上加热,在大陆上降冷,这样形成了高空有自海洋流至大陆,地面层自大陆流至海洋的所谓"冬季风环流",它在地面层自大陆流至海洋的气流格外明显. "夏季环流"与之相反,它在近地面层自海洋流至大陆的气流也格外明显.

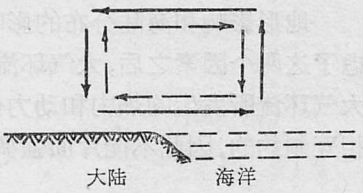


图16·5 季风环流示意图
(实线为冬季,虚线为夏季)

由海陆之间热力差异造成的"季风环流"是大气环流的组成部分,由于它的存在,增加了大气环流的复杂性. 有的地区"季风环流"明显,有的地区不明显,一般说来陆地越大季风环流就越明显. 世界上季风最明显的地区在亚洲,以中纬度的东亚冬季风和低纬度的印度夏季风(西南风)最为著名.

冬季高纬度大陆主要为积雪覆盖,成为干冷空气的发源地. 北半球上最冷的地区(冷极)不在北极,而在高纬大陆内地(亚洲、北美大陆东北部),因此温度场对称于北极的情况被破坏. 南半球陆地少,而南极洲是大陆,也是一冷极,因之相对于南极而言,温度分布呈准对称情况. 夏季这种情况不显著. 由于海陆差异不仅使冷极移到大陆上,并且还使极锋与大陆海洋交界线近于平行. 此外,在冬季中高纬由于大气在大陆上失热收缩下沉,导致等压面之间的压缩,在海洋上吸热膨胀上升,导致等压面之间的增厚,海陆之间的等压面发生倾斜,坡度最明显的地方在海陆交界处. 因此在大陆东部沿海出现(准定常)冷低压槽,在大陆西部沿海出现(准定常)暖高压脊(图16·6);地面上(槽后)是大陆冷高压以及(槽前)海洋上的低压,这种地面上的平均高低压系统常称之为(半永久)活动中心. 夏季的情况相反,大陆东岸易出现高压脊,而大洋上易出现低压槽.

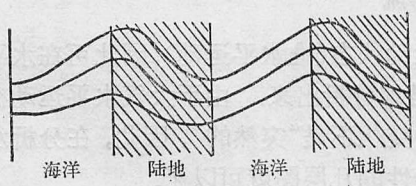
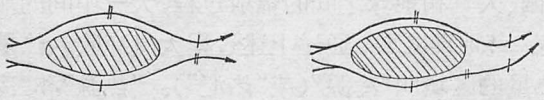


图16·6 常定槽脊分布示意图

其次讨论地形的影响,主要是大(尺度)地形的影响. 由于大地形的存在,大规模气流可以爬越而过,也可以绕行产生分支现象. 我国的青藏高原和北美的落基山系,是北半球最显著的两大地形,它们具有使气流产生机械性扰动的动力作用,虽然两者形状不同,产生的流

型也有差异，但影响都是巨大的.

在第六章讨论地形对天气系统影响时曾指出：爬越高原或山脊的气流，在向风面高空常形成高压脊，在背风面高空常形成低压槽. 东亚沿岸和北美东岸冬半年的高空大槽的经常存在，上述海陆差异固然是重要原因，但气流爬越青藏高原和落基山的情况(背风面)也有着重要影响. 此外，气流绕行分支现象主要表现为：在向风面分开，绕流后在背风面汇合. 气流分支现象主要和大范围环流形势特点有关，是大气环流内在的一种现象，但大地形的影响也必然有一定的作用. 以青藏高原为例，如图 16·7 所示，当西风带跨过高原时，由于地形的动力作用往往使之分为南北两支，在高原西侧向风面分开，分支后在高原东侧背风面汇合.此外，在高原东西两侧，北支西风经常表现为低槽，两槽中间高原北部气流表现为高脊；南支西风槽脊分布与北支可相同(同位相)也可相反(反位相)，由此可知，东亚沿海大槽的经常存在和气流的绕流分支也有一定的关联.



(a) 反位相　　(b) 同位相

图 16·7　青藏高原附近气流绕行分支形势示意图

地形影响和海陆分布的影响，有使大规模环流的槽脊经常在特定地区出现的趋势，考虑了这两个因素之后，大气环流状态就更接近于实际一些. 但要指出的是，这两个因素对大气环流所发生的热力和动力作用是同时出现的，而且它们和气流之间又是相互影响和相互制约的，因此不能片面强调它们之中的某一方面.

第二节　大气环流的平均场

上面所讨论的大气环流模型，是从主要几个形成因素和大气本身特点推论出来，显然较理想化，而大气环流的实际状态较为复杂. 所以我们必须进一步分析大气环流的实际状态并找出大气环流的演变规律. 人们常用冬夏两个极端季节的大气环流做为大气环流基本状态，而又常常以 1 月和 7 月（多年平均）月平均图分别表示冬季和夏季大气环流的情况，一般称之为大气环流“平均场”. 这种“平均场”本质上反映了气候特点. 因为地区、半球或全球各种气象要素、天气现象长时间的平均，以及天气过程长时间的综合概括就是所谓的气候，因之气候情况或平均场可以做为天气现象和天气过程以及大气环流中、长期变化的背景材料. 为了从事天气分析和预报的工作，“平均场”的知识是必须具备的.

一、平均水平环流

我们已知，世界规模的大气环流基本上呈水平运动状态(准水平运动)，因此可在水平面或等压面(等压面的坡度很小，近似水平面)上清楚地分析出来. 由于大气水平运动在垂直方向上的变化有一定的规律，而且一般说来这种变化不是“突然的”，因此，在分析水平环流时，不需用很多层次的图，只要有限的、有代表性的几层图就可以了.

1. 地面平均场

(1) 海平面平均气温场[图 16·8 (a),(b)]

(i) 无论冬夏，南半球温度按纬圈分布比北半球明显，北半球气温年变化(1 月和 7

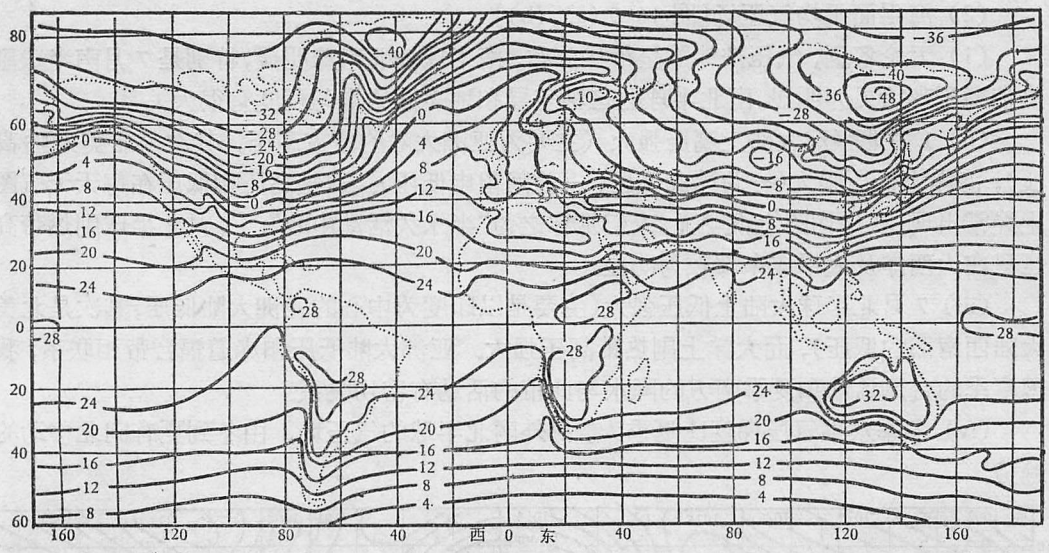


图 16·8(a)　1 月平均海平面气温分布图

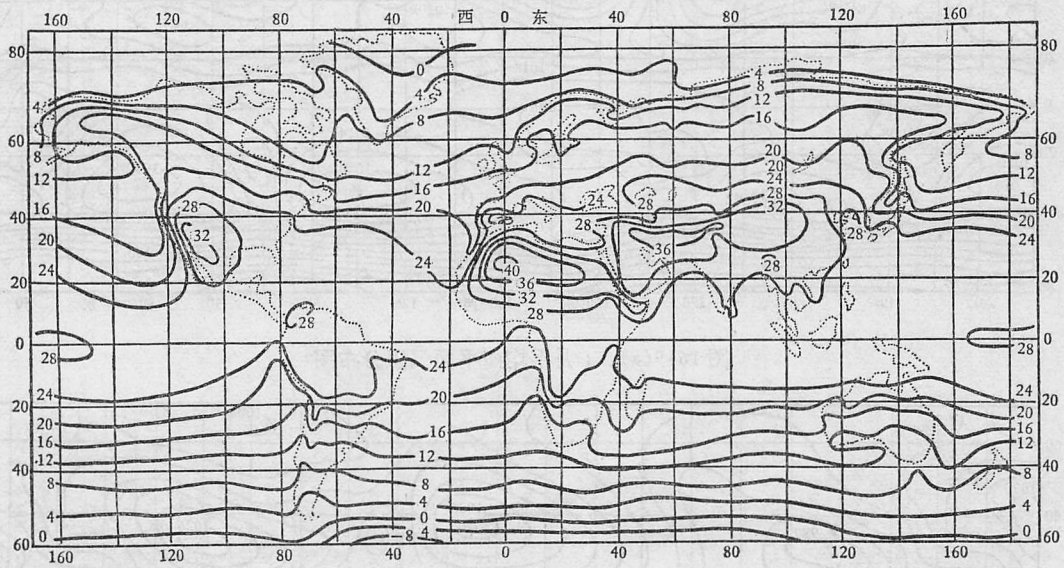


图 16·8(b)　7 月平均海平面气温分布图

月之差)远大于南半球.

(ii) 无论冬夏,在海岸附近等温线有沿海陆交界线走向的趋势,而且这种走向冬夏相反,这是由于冬季大陆冷、海洋暖,夏季大陆暖、海洋冷的缘故.

(iii) 冬季等温线分布比夏季密,即温度水平梯度大.

(iv) "热赤道"与"地理赤道"不相合,冬季它位于"地理赤道"附近偏于南半球,夏季它位于北半球.

(v) 冬季北半球高纬大陆上有最冷中心(主要有二: 一在西伯利亚北部,另一在格陵兰),最冷中心不在北极;夏季北半球低纬大陆上有最暖中心(主要在北非撒哈拉大沙漠).南半球最冷中心冬夏都在南极洲大陆,1 月南半球的最暖中心不如 7 月北半球者明显.

(2) 海平面平均气压场[图 16·9 (a),(b)]

(i) 无论冬夏，气压按纬圈呈带状分布，南半球较北半球明显，特别是 7 月南半球副热带高压带状更为明显，南北半球的这种差异和地表面的均匀程度有很大关系.

(ii) 1 月北半球大陆上高压强大（主要为亚洲大陆的蒙古高压，其次为北美大陆高压），海洋上低压强大(一为冰岛低压，一为阿留申低压). 这些高压和低压在每天天气图上经常出现，在平均图上很明显，人们常称之为“半永久活动中心”. 1 月北半球副热带高压只在大西洋及太平洋东部较为明显.

(iii) 7 月北半球大陆上低压强大(主要是以印度为中心的亚洲大陆低压，其次是北美大陆西南部的低压)，而大洋上副热带高压强大. 亚洲大陆低压和赤道辐合带相联系，我国夏季的台风活动和夏季南方的降水与此带的活动有密切关系.

(iv) 冬季水平气压梯度比夏季大，另外南北半球的气压场，由冬到夏有向北移动的趋势.

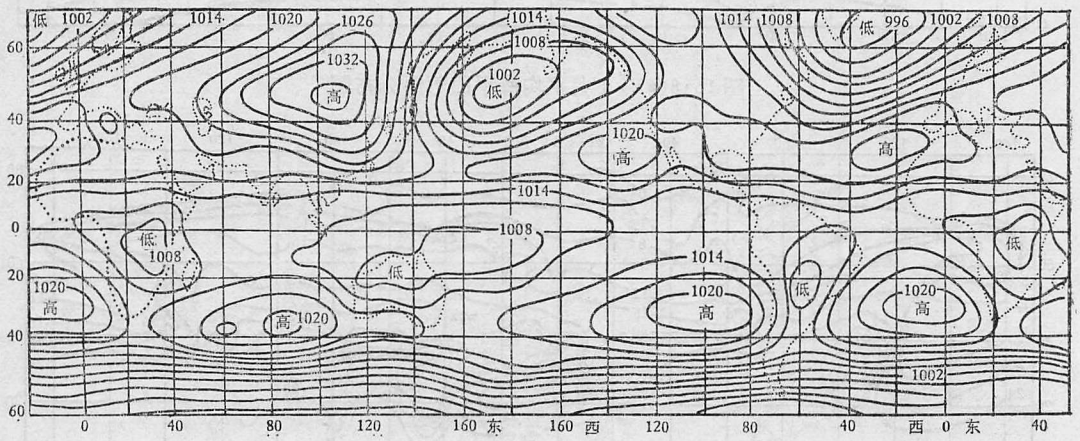


图 16·9(a) 1 月平均海平面气压分布图

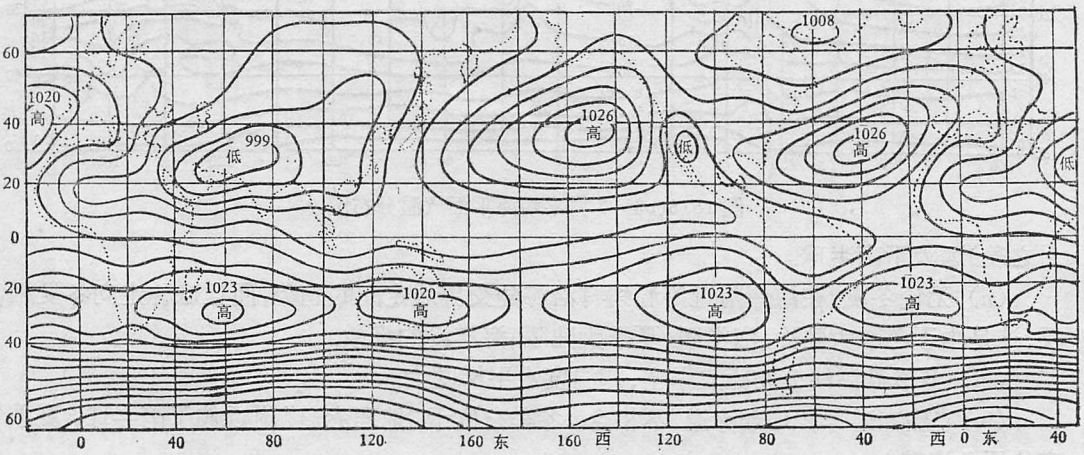


图 16·9(b) 7 月平均海平面气压分布图

(3) 地面平均流场[图 16·10 (a),(b)]

(i) 在北(南)半球顺(反)时针旋转辐散区对应高压，反(顺)时针旋转辐合区对应低

压. 这种辐散辐合区在流场上都呈涡旋状,南北半球中高纬带有几个明显的涡旋,说明中高纬西风带上盛行大型扰动.

(ii) 低纬和赤道地区是南北半球信风的会合区域. 北半球为东北信风,南半球为东南信风,两者会合处称为赤道辐合带. 赤道辐合带1月位于赤道附近或偏于南半球,7月则位于北半球. 这种年变化以西南太平洋、南亚、非洲最为明显. 需要指出,在赤道附近有显著跨过赤道的(南,北方向的)气流,北半球的东北信风跨过赤道后变成偏西北方向,南半球的东南信风跨过赤道后变成偏西南方向.

(iii) 和气压场一样,整个流场由冬到夏也有向北移动的趋势. 此外,在大陆东部及附近的海洋上,冬夏之间风向有明显的季节性变化(即季风),以东亚大陆及其附近地区最明显,其次是北美、非洲中南部、拉丁美洲与澳大利亚.

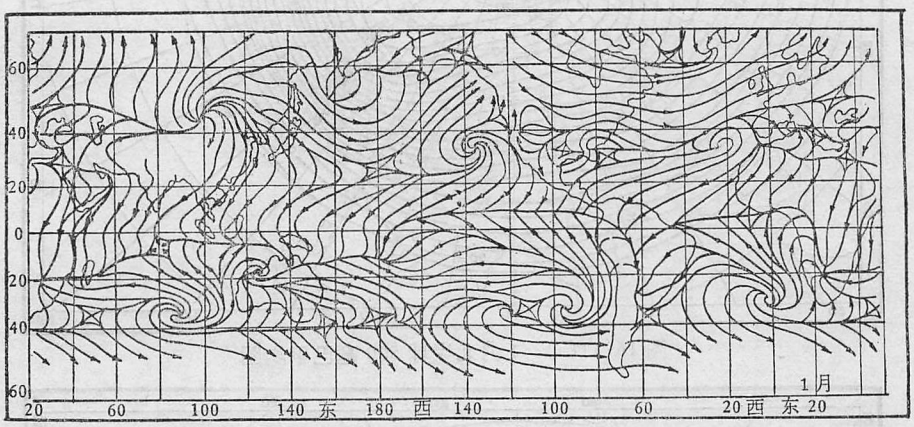


图 16·10(a) 1月平均地面合成风向图

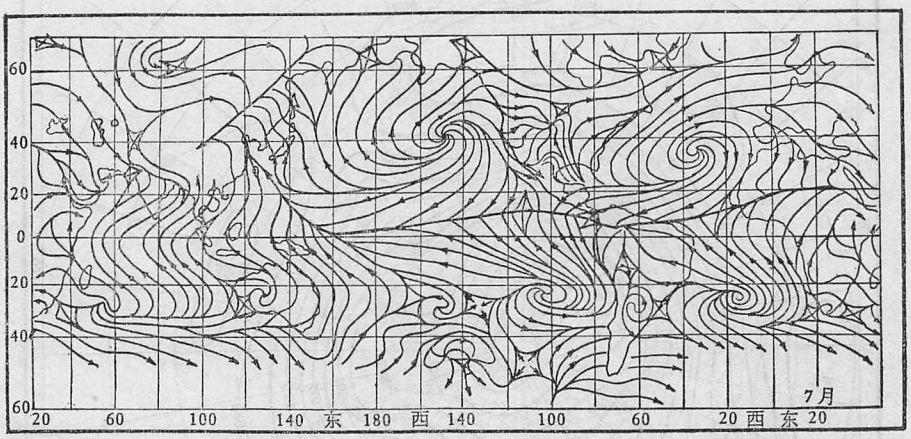


图 16·10(b) 7月平均地面合成风向图

2. 500 毫巴平均场

图 16·11 (a),(b) 是1月,7月北半球500毫巴平均高度场,由于500毫巴等压面平均在5.5公里附近,所以可以用它来表示对流层中层的情况. 由于在高空地转风原则更适用,所以等高线可以近似地看作流线,平均高度场可以近似地认为是平均流场. 其主要特征如下:

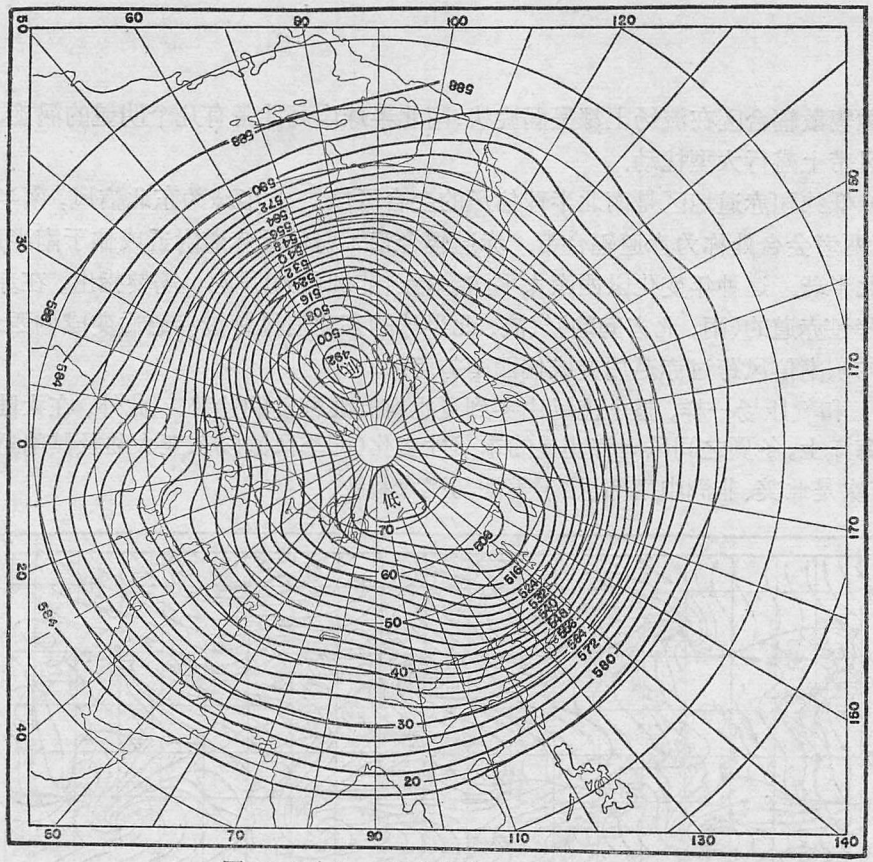


图 16·11(a)　1 月北半球 500 毫巴平均图

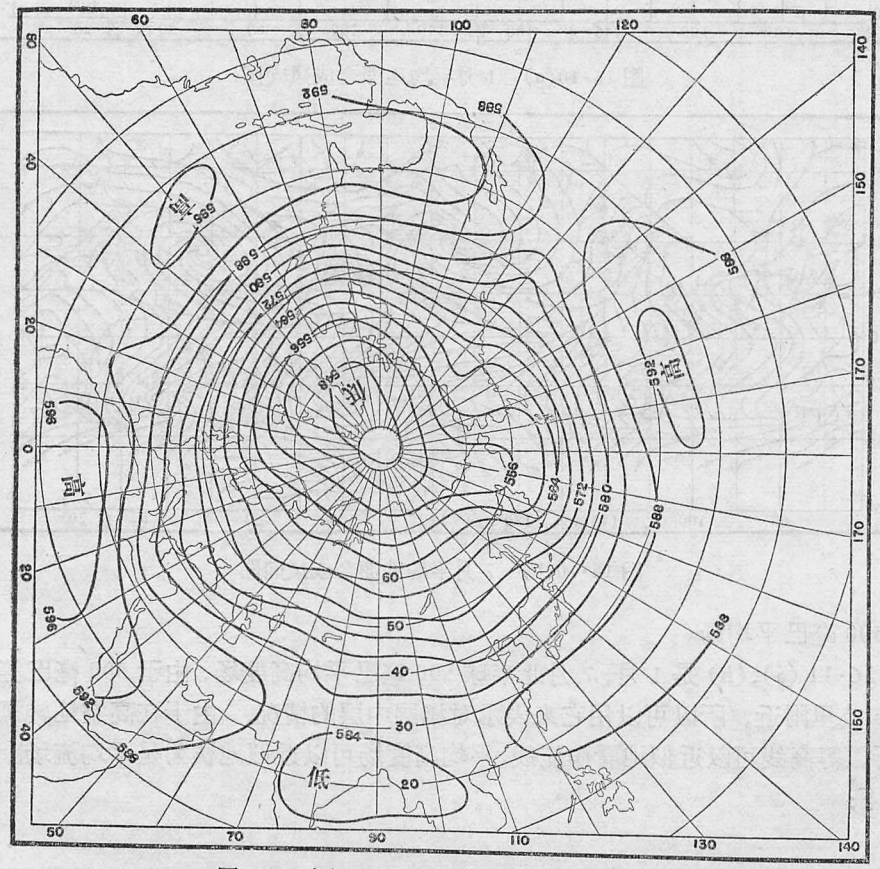


图 16·11(b)　7 月北半球 500 毫巴平均图

(1) 极地低压(又称极涡)　中心不在北极，1月有两个中心，一个较强位于格陵兰和加拿大之间的极区；另一个较弱位于西伯利亚北冰洋沿岸．7月主要有一个中心，偏于西半球．极涡强度1月比7月强．

(2) 副热带高压　1月偏南（北纬20°以南)不明显，7月偏北且强大，在低纬太平洋、大西洋和北非大陆有明显的高压中心．另外，在印度半岛有(副热带)低压存在．

(3) 西风槽脊　环绕极涡的等高线（即西风带）1月比7月密集得多，表明1月比7月西风风速强．在西风带上有平均槽脊，1月比7月平均槽脊尺度大，个数少．1月在中高纬度有三个平均槽，分别位于东亚和北美东岸附近以及乌拉尔山西部地区，后者较前二者为弱．相并列的三个脊分别位于阿拉斯加、西欧以及乌拉尔山的东侧；1月偏低纬度平均槽脊的数目、位置、强度和中高纬度不完全一致，在加利福尼亚半岛、地中海和孟加拉湾附近有三个较明显的平均槽，它们分别与中高纬度的三个平均脊相对应("反位相")。7月西风带显著北移，在较高纬度出现了四个平均槽，从1月到7月，平均槽数目增加一个，位置也不同，这种变化在欧亚大陆上最明显，7月槽脊位置恰好和1月相反，7月在乌拉尔山东部为槽，东亚沿岸和乌拉尔山附近为脊．至于偏低纬度带上槽的数目约增至6—7个．

(4) 地转风速　由平均高度场可计算出平均地转风速场[图16·12 (a), (b)]．1月500毫巴平均地转西风(中心线，图中粗实线)比7月偏南且强，环球西风带中心线上的风速分布也不均匀，它上面有三个强西风中心：一在日本东南，另一在美洲东岸，还有一较弱的中心位于北非阿拉伯地区．7月强西风中心除显著减弱北移外，在东西方向上也有变动．此外，西风带常有分支现象，亚洲最为明显．

3. 200毫巴平均场

图16·13(a), (b)是1月，7月北半球200毫巴平均高度场．由于200毫巴等压面平均在11—12公里高度附近，所以可用它来表示对流层顶以及对流层上层和平流层底层的情况．其主要特征如下：

(1) 极涡　中心偏离北极，1月和500毫巴情况相反，主要中心位于新地岛以东的西伯利亚北冰洋沿岸，7月只有一中心，强度比1月弱得多，中心在格陵兰、加拿大极区以北，接近北极．和500毫巴极涡相似，1月形状狭长，7月接近圆形，但是200毫巴极涡更有集中于北极的趋势．

(2)副热带高压　1月在东半球低纬呈带状分布，在西南太平洋上和非洲各有一中心，高压脊线平均约在北纬11°附近．7月高压显著加强北移，而且出现在大陆上，脊线平均约在北纬28°附近，亚洲地区更偏北些，可达北纬30°．随着副热带高压的这种变化，1月中低纬的西风消失，而被高压及其南侧的东风气流所代替，由于东半球(包括非洲大西洋沿岸一部分)副热带高压格外强大，形成一个以青藏高原为中心的大型高压带，因此在南亚和非洲的东风也最明显．比较图16·13(b)和图16·11(b)可知，夏季对流层顶以及平流层底层副热带高压的水平分布和对流层中层有很大的不同：500毫巴上副热带高压中心位于东太平洋、大西洋和北非大陆上，而200毫巴上则位于青藏高原附近和北美大陆南部．显然以亚洲为中心的整个东半球以及北美大陆上的副热带高压随高度是加强的，但太平洋和大西洋上则是随高度减弱的，500毫巴的副热带高压中心到200毫巴上消失不见，且代以大槽．亚洲大陆和太平洋上两层差别更为显著．

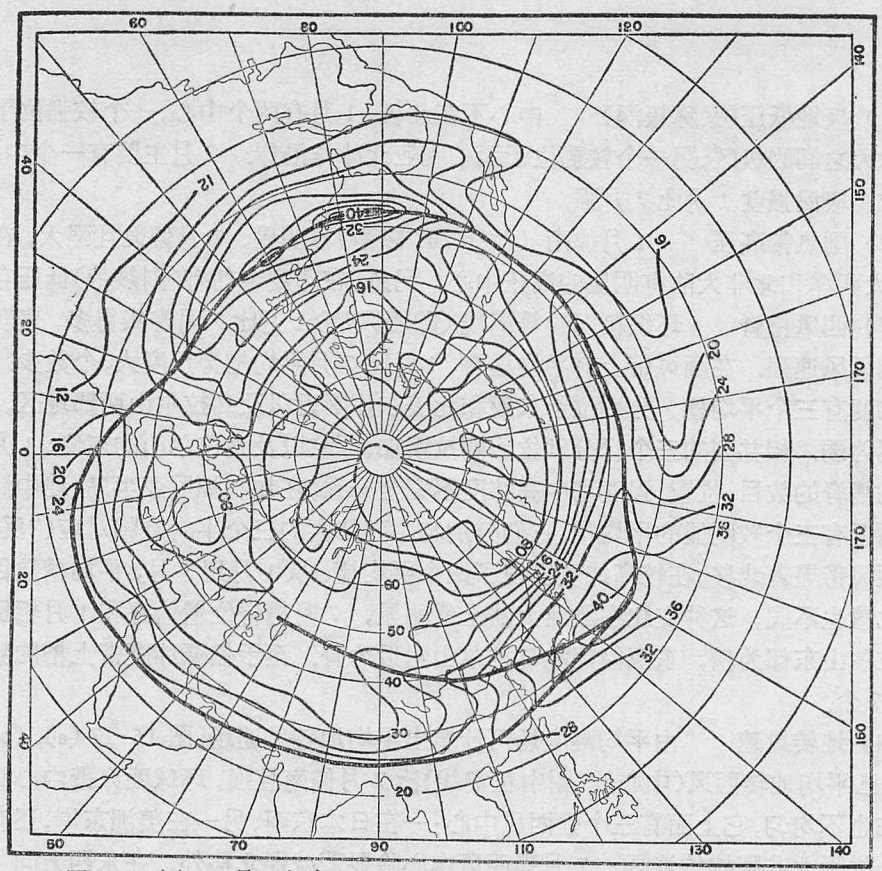


图 16·12(a)　1 月北半球 500 毫巴平均地转西风风速图(单位：米/秒)

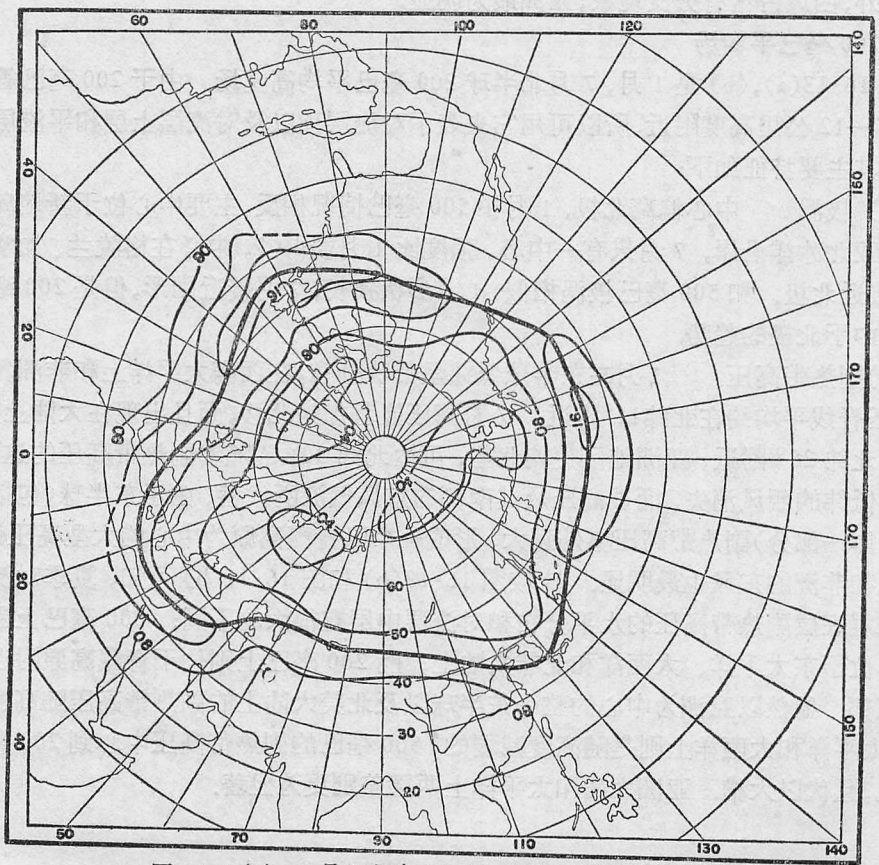


图 16·12(b)　7 月北半球 500 毫巴平均地转西风风速图

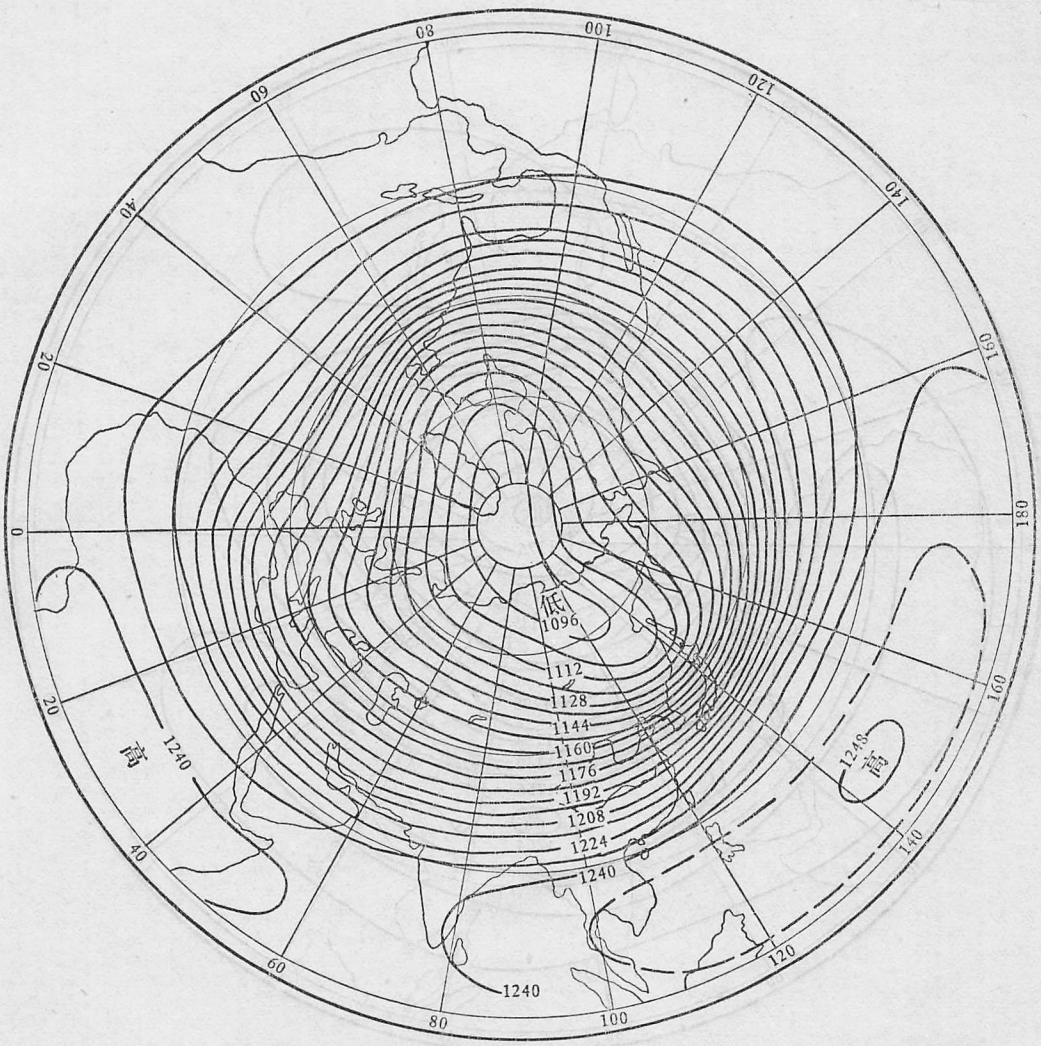


图 16·13(a)　1 月北半球 200 毫巴平均图

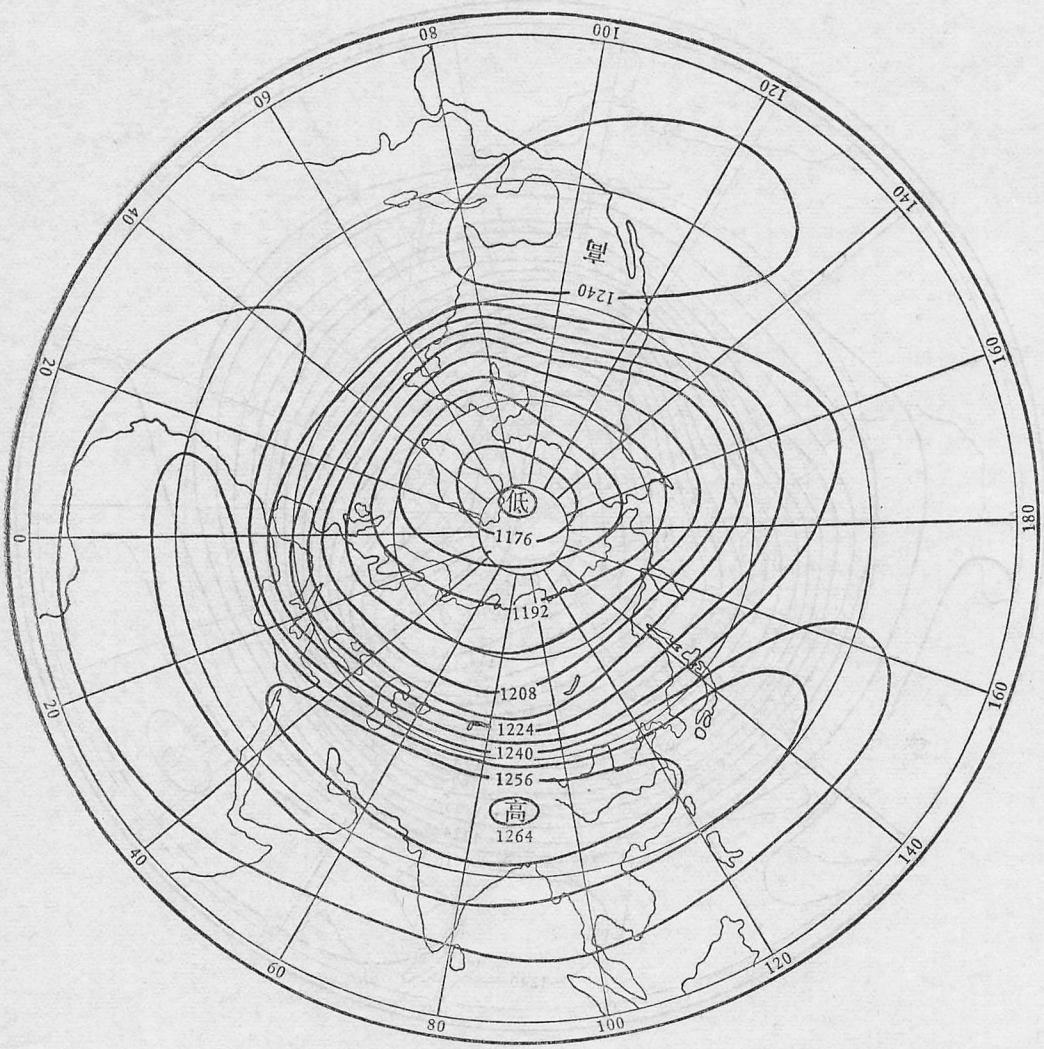


图 16·13(b)　7 月北半球 200 毫巴平均图

(3) 西风槽脊　200 毫巴和 500毫巴平均槽脊分布很相似,不过 200 毫巴的等高线更为平滑,行星尺度的平均槽更为突出,相对说来脊不太明显. 200 毫巴中高纬 1 月到 7 月由三个槽变为四个槽也很明显, 尤其是 7 月的四个大槽比 500 毫巴明显得多.

(4) 地转风速　从图 16·14(a),(b)看出, 1 月仍有三个强西风中心,其位置和 500 毫巴的[图 16·12(a)]相同, 但风速数值比 500 毫巴的大: 日本东南和北非的中心值约大 1 倍以上,北美东南的中心值约大 10 米/秒左右. 7 月仍有三个中心, 但位置和 500 毫巴的[图 16·12(b)]大不一样, 它们分别位于青藏高原北侧、地中海和北美五大湖区域,它们的强度比 500 毫巴的都大 1 倍左右. 此外, 7 月太平洋上从马绍尔群岛经夏威夷到加利福尼亚一线尚存在一支较强的西风, 它和上述太平洋上的平均大槽相联系; 7 月东、西半球低纬都有一支强东风, 东半球东风中心值较强(约 30 米/秒以上), 其中心在印度附近, 西半球东风中心在加勒比海附近,其中心值较弱(约 10 米/秒左右).

由于副热带急流轴的位置平均在 11—12 公里左右,所以 200 毫巴上最强西风中心线可以近似看做是副热带急流轴.

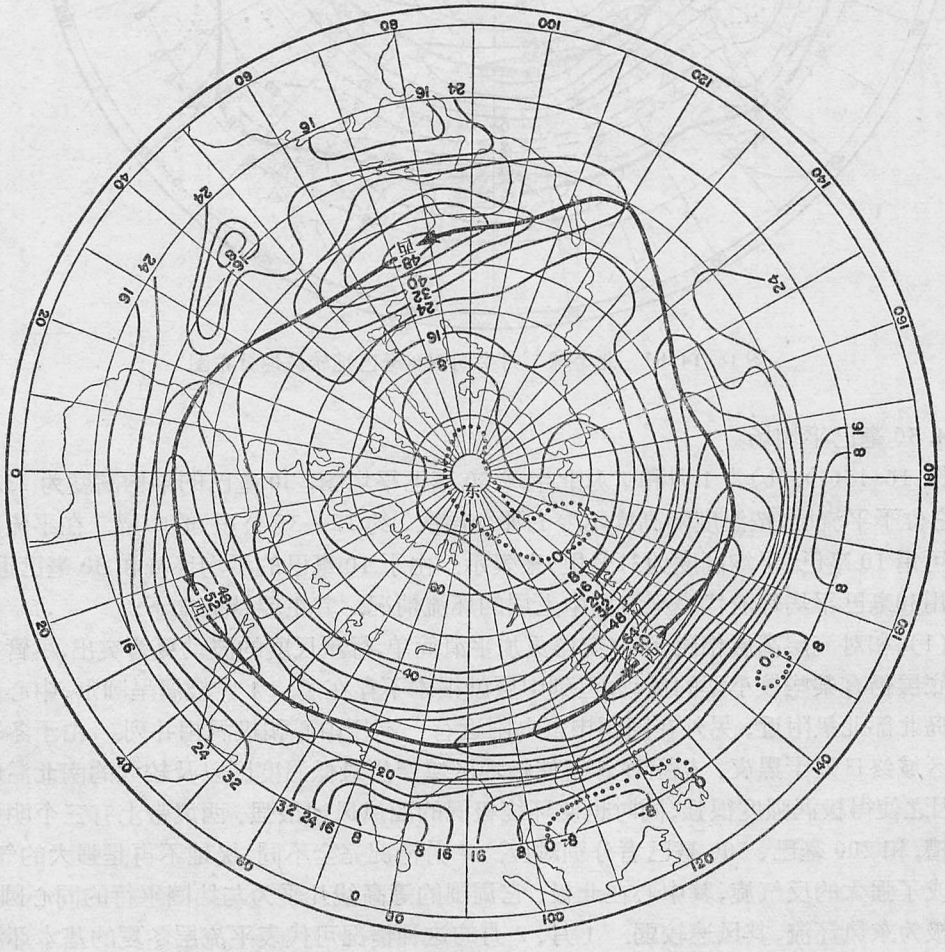


图 16·14(a)　北半球 1 月平均 200 毫巴地转风速分布图

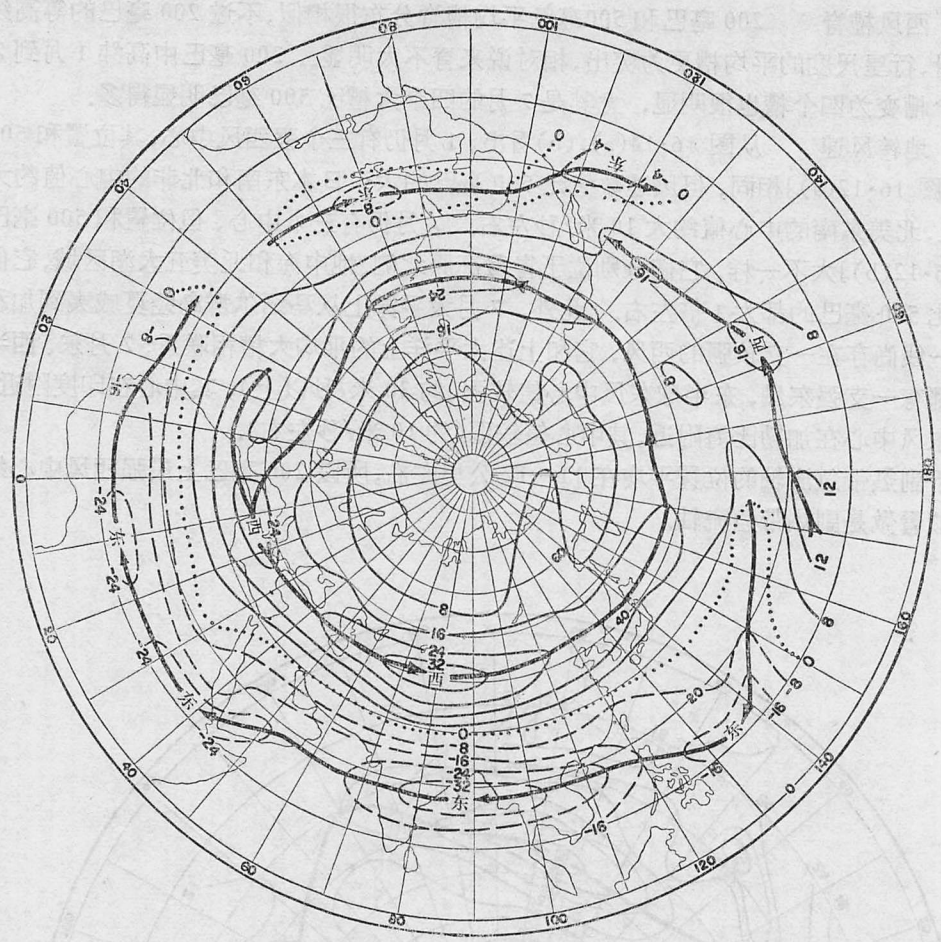


图 16·14(b)　北半球 7 月平均 200 毫巴地转风速分布图

4. 30 毫巴平均场

图 16·15(a),(b)为 1 月和 7 月北半球 30 毫巴平均图，30 毫巴的平均高度为 23.5 公里，它位于平流层(按温度随高度不变的那个层次，约 12—35 公里)的中层．在平流层的高层可用 10 毫巴(平均高度为31公里)来表示．由于 10 毫巴的平均环流和 30 毫巴近似，故可用30毫巴平均环流代表平流层中上层的环流情况．其主要特征如下：

(1) 和对流层高层相比，环流变得更加平滑简单，行星尺度的波动更为突出，尽管在平流层底层仍有某些较小型的扰动，但到中层就根本不存在了．1 月极涡呈圆形，中心位于新地岛北部北极附近；另外在阿留申群岛附近有一高压中心和极涡相并列．由于冬季在极地区域终日处于黑夜，辐射冷却可使极地区域产生最低温度区以及较大的南北温度梯度，因之使得极涡强度很强，同时也使环绕极涡的西风风速很强．西风带上有三个明显的平均槽，和 200 毫巴、500 毫巴者分别对应．7 月情况完全不同，极地不再是强大的气旋，而变成了强大的反气旋，其中心在北极，它周围的等高线几乎为与纬圈平行的同心圆，环绕北极为东风环流，其风速较弱．1 月、7 月的这种情况可代表平流层冬夏的基本环流形势．

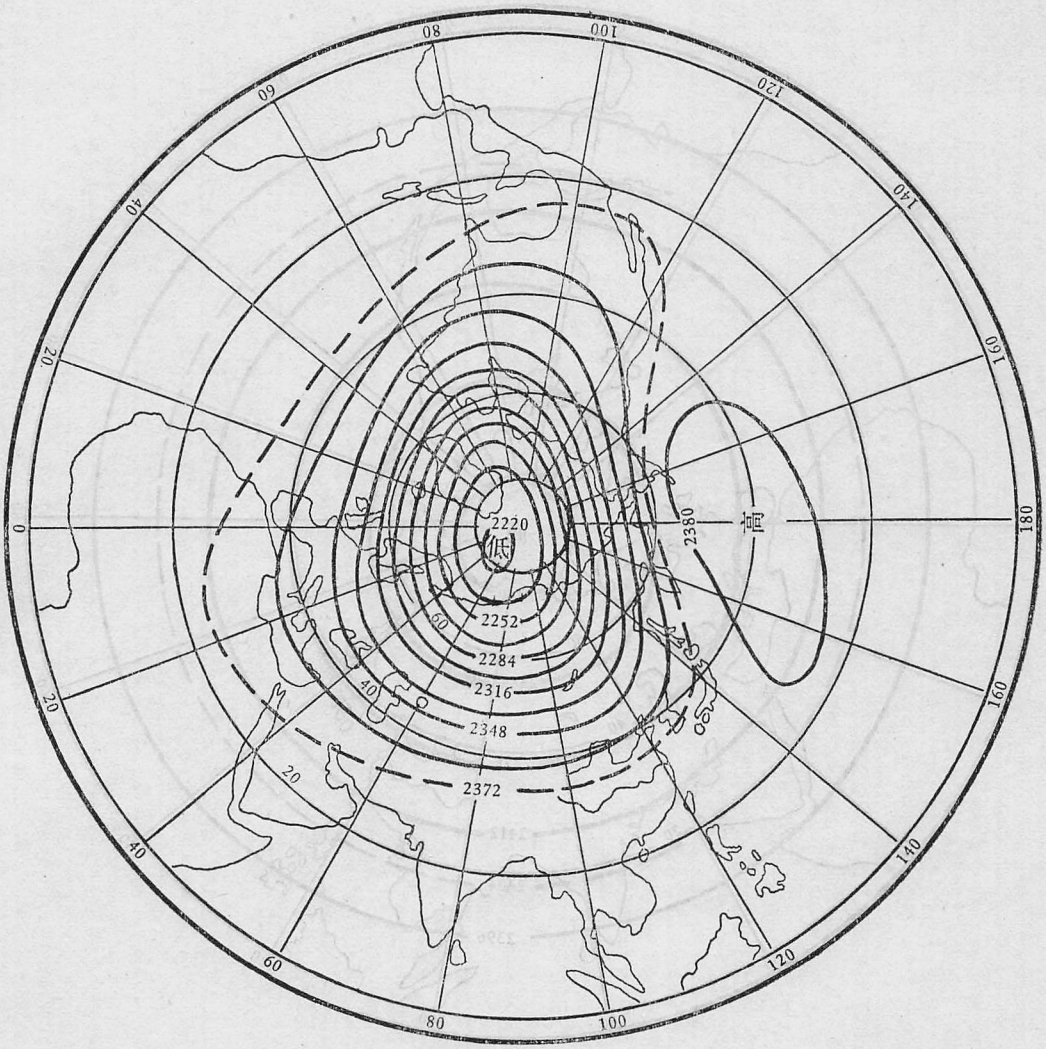


图 16·15(a)　1 月北半球 30 毫巴平均图

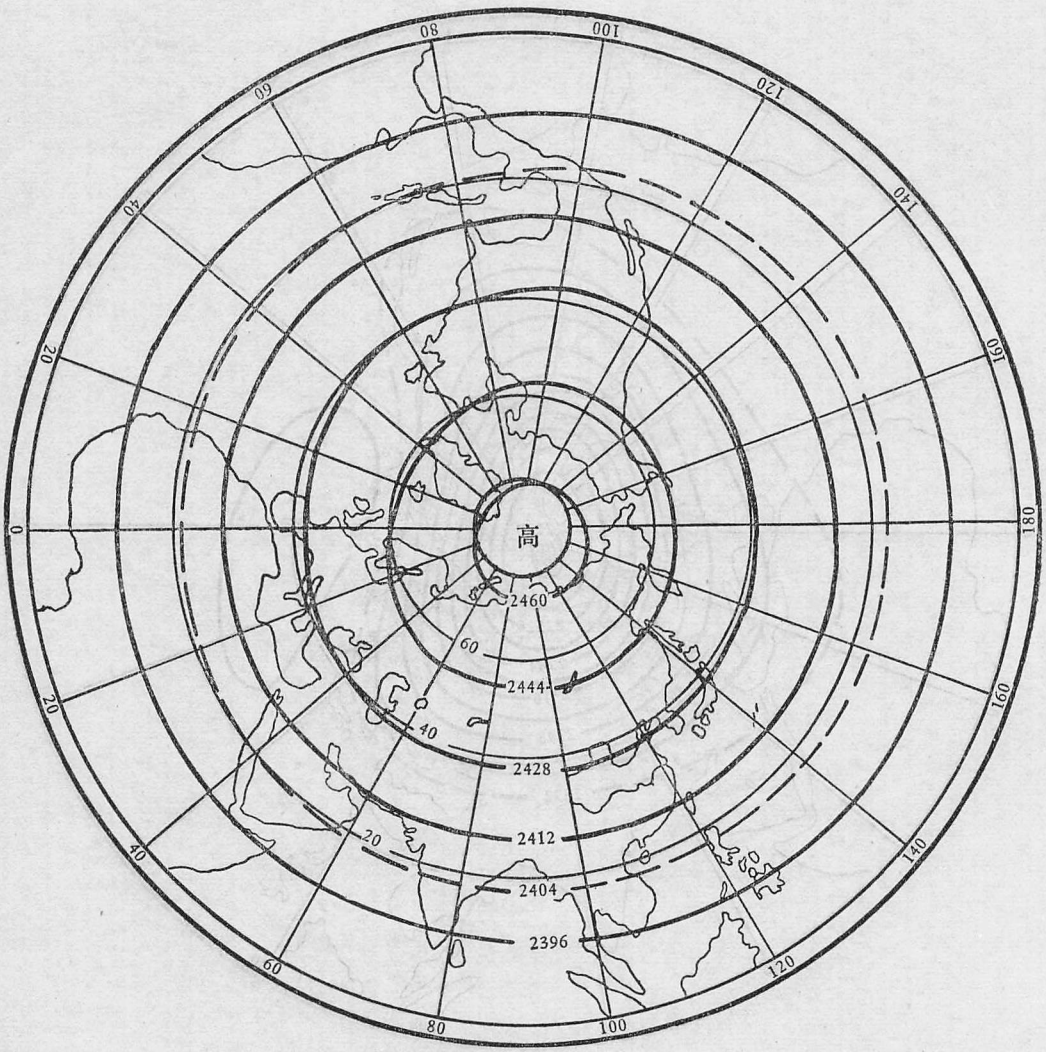


图 16·15(b)　7 月北半球 30 毫巴平均图

(2) 自冬至夏或自夏至冬，上述两种基本环流形势的转变是“突然”的，而且基本上是经历一次大的变化就完成. 自冬至夏的变化有一种很重要的现象，就是平流层温度骤然增高，在二、三天内可升高 40—50℃，这就是所谓的平流层“爆发性增温”现象，这种增温出现期间，绕极的气旋环流迅速减弱，阿留申群岛上空有反气旋环流发展并逐渐代替极涡，而这个反气旋环流同低纬副热带反气旋环流合并，使整个半球出现绕极的大反气旋，成为典型的夏季形势. 自夏至冬的变化，主要是绕极反气旋环流逐渐减弱，在极区高纬出现气旋环流，当极地进入黑夜后，气旋环流逐渐加强，最后成为典型的冬季形势.

二、平均纬向环流

大气环流呈水平运动是一基本特征. 同时，大气环流又是盛行着以极地为中心的纬圈方向的气流，即大气环流呈纬向性，也是一基本特征. 下面将用南北方向的垂直剖面图讨论平均纬向环流的基本特征.

1. 北半球平均温度垂直分布

南北方向垂直剖面上的纬向气流(即东西向气流)的分布和剖面上温度垂直分布是相关联的，两者遵从热成风原则，首先弄清楚平均垂直温度分布是必要的.

图 16·16(a)，(b) 是整个北半球各个不同地区(不同经度)的总平均情况，其主要特点如下：

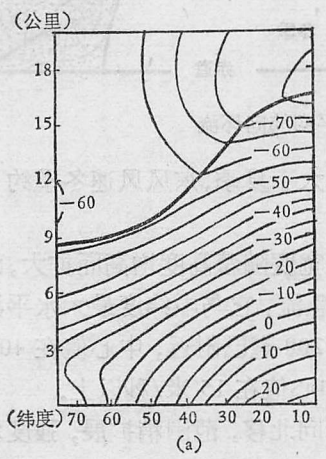


图 16·16(a) 1 月北半球平均气温垂直分布图(℃)

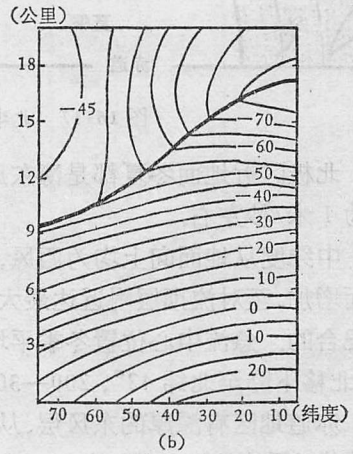


图 16·16(b) 7 月北半球平均气温垂直分布图(℃)

(1) 明显的以对流层顶为界，将大气分为对流层和平流层两个截然不同的区域. 对流层顶的高度大约为 8—16 公里，随纬度的不同而不同，它在赤道高，极地最低，中纬度坡度最大(实际上中纬度对流层顶往往是断开的). 由冬到夏对流层顶的高度升高，且坡度减小. 低纬对流层顶又叫热带对流层顶，高纬对流层顶又叫极地对流层顶.

(2) 无论冬夏，在赤道地区上空对流层顶处有一最低温度区，低于 −75℃，而极地上空对流层顶处没有此现象.

(3) 对流层中等温线的坡度和密集程度，冬季大于夏季，说明对流层中水平温度梯度(自南向北)冬季比夏季大，而且以中纬度最大. 平流层中相反，水平温度梯度方向自北向

南，且数值上夏季大于冬季.

在不同地区（不同经度）的温度垂直分布可有很大差异，但各地都存在上述的基本特征.

2. 北半球平均纬向环流

图 16·17 是冬季和夏季沿整个北半球各经度上平均的南北向垂直剖面图，由此图可以看出北半球明显的风带分布. 其基本特征如下：

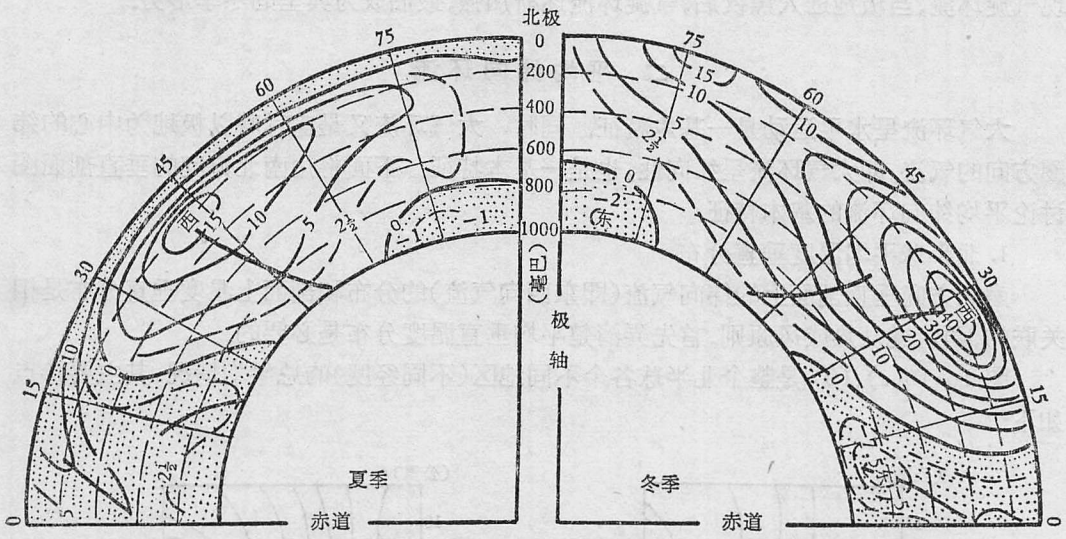


图 16·17　北半球冬季与夏季平均纬向环流

（1）北极区近地面冬夏都是薄东风，其厚度冬季大于夏季，东风风速冬季约 2 米/秒，夏季减为 1 米/秒左右.

（2）中纬度从地面向上均为西风，它在纬距上的宽度随着高度增高而扩大，西风强度随高度而增加，至对流顶层附近达最大值，成为西风急流，它与中纬度最大水平温度梯度是相互配合的. 急流中心位置冬季平均在北纬 27°，200 毫巴附近，中心值在 40 米/秒以上；夏季北移下降至北纬 42°，200—300 毫巴附近，中心值在 15 米/秒以上.

（3）赤道地区有深厚的东风层，从冬到夏东风带向北移，范围稍扩展，强度增强. 东西风分界线（零值等风速线）自下而上向南倾斜，使深厚的东风带北部像楔子一样伸入西风带的下方，出现了下层薄东风上层厚西风的特点. 此外，夏季平均在 50 毫巴以上从南到北整个半球都为东风控制.

纬向环流在不同地区（不同经度）同样有很大差异，上述情况表明了北半球纬向环流及其垂直结构的基本状态.

3. 平流层平均温度垂直分布和平均纬向环流的基本情况

由于资料的限制，我们以西经 80° 的垂直剖面图为例说明之.

（1）平均温度垂直分布　　图 16·18 (a)，(b) 是 1 月和 7 月西经 80° 平均温度垂直分布图. 在平流层里，1 月在低纬赤道地区，对流层顶以上有明显的逆温，高纬几乎为等温，北极区（极夜）由于强烈辐射降温而使得高空出现一个低于 −85℃ 的低温区，温度随高度明显减低；中纬温度线较稀疏，北纬 50°—60° 附近上空有一个 −50℃ 的暖中心. 中

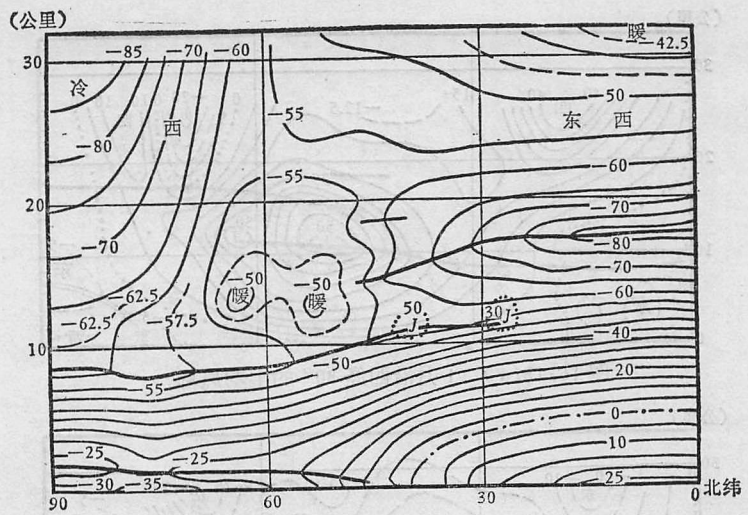


图 16·18(a)　1 月沿西经 80° 的平均温度分布

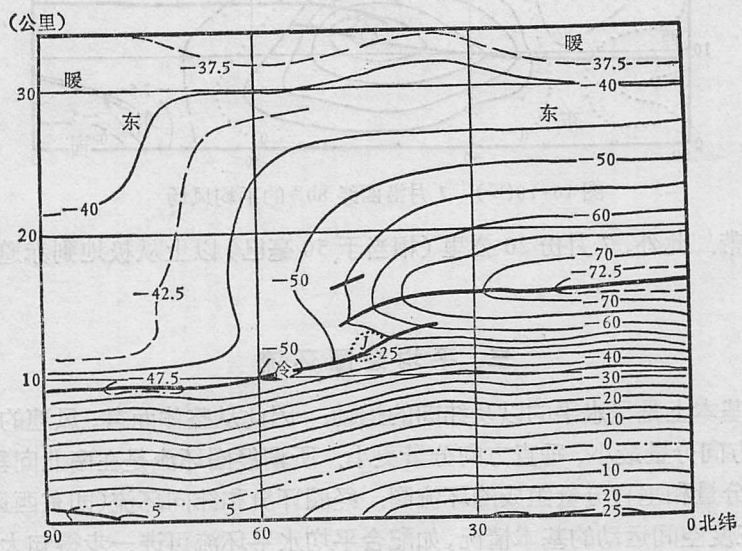


图 16·18(b)　7 月沿西经 80° 的平均温度分布

纬度南北两侧水平温度梯度方向相反. 7 月赤道低纬地区等温线分布型式和 1 月基本相同,但中高纬和北极地区则有明显的变化. 高纬和极区(极昼)温度显著增高,而且等温线很稀疏,中纬度地带在 25 公里以下温度线直立,近于等温. 在 30 公里以上等温线变平,南北温度梯度近于零.

(2) 平均纬向环流　图 16·18(a′),(b′) 是 1 月和 7 月西经 80° 的平均风场, 分别和图 16·18(a),(b) 相对应,我们只注意 20 公里以上的情况. 1 月低纬上空有一 20 米/秒以上的东风带; 极地上空与低温中心相对应出现了一支 40 米/秒以上的强西风带 (所谓"极夜急流"). 7 月低纬上空仍维持一支东风带, 强度较 1 月稍强; 极地上空由于低温中心消失温度增高 (比同高度的中低纬上空的温度还高些), 因此相应出现了一支 20 米/秒

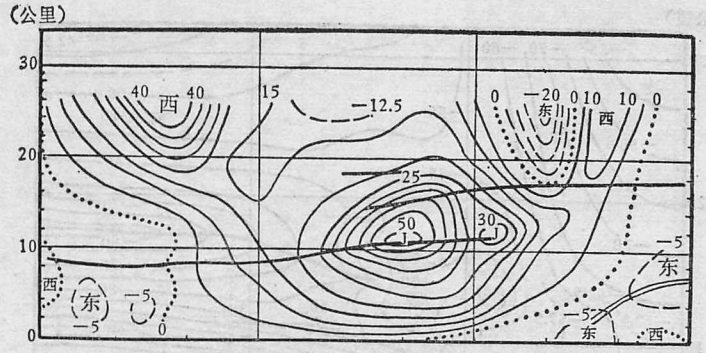


图 16·18(a′)　1 月沿西经 80° 的平均风场

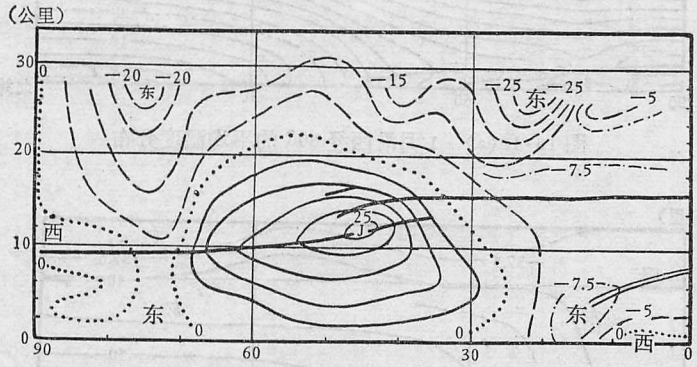


图 16·18(b′)　7 月沿西经 80° 的平均风场

的极地强东风带. 此外, 7 月份 20 公里 (相当于 50 毫巴) 以上从极地到赤道已完全变成东风了.

三、平均经圈环流

大气环流基本上是呈水平的以及纬向的运动. 因此从整体而言, 风速的东西方向分量最大, 南北方向分量最小, 垂直方向分量更小. 所谓经圈环流是在南北向垂直剖面上, 由风速的南北分量和垂直分量组成的环流圈. 经圈环流和纬向环流(即东西风分量)相配合, 可知大气三度空间运动的基本情况, 如配合平均水平环流可进一步得知大气环流的全貌.

垂直方向的风速分量虽然比较小, 平均之后数值可能更小, 但还可以看出平均经圈环流是存在的. 由于资料较缺, 平均经圈环流的计算工作还不多, 其结果都大同小异. 现只给出个别年份的北半球冬、夏平均经圈环流图[图 16·19(a),(b)]. 由图可知, 无论冬, 夏都有三个环型: 低纬和高纬为正环流, 中纬为反环流. 而冬季的环型比夏季强大些, 所占的范围也大. 在夏季则萎缩, 而且整个环型向北移动. 此外最大下沉运动区冬季位于北纬 20°—30° 之间, 夏季北移至北纬 30°—40° 之间, 最大上升运动区自冬至夏也北移了 10 个纬度. 需注意, 最大下沉运动区和最大上升运动区分别位于平均副热带高压和平均极锋的纬度上.

如同平均温度垂直分布和平均纬向环流一样, 平均经圈环流在不同地区 (不同经度) 也应具有不同的状况. 这方面容易理解, 但没有更多的实例给予证实, 不过从个例分析看

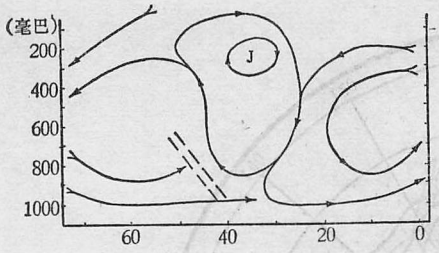


图 16·19(a)　1950 年北半球冬季平均经圈环流
（双断线为平均锋区位置）

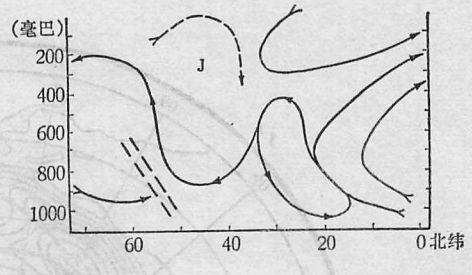


图 16·19(b)　1950 年北半球夏季平均经圈环流
[说明同(a)]

来的确如此，不同经度的经圈环流不仅位置、强度，而且方向也不相同. 例如中纬度某一地区为反环流(和平均情况相同)，其相邻地区则为正环流. 由此可以推论，中纬度不同经度上的经圈环流很可能是正、反相间出现的，至于半球上中纬平均为反环流，是由于这种正、反相间出现的环流圈中反环流圈的强度较强所致. 至于高纬和低纬平均为正环流圈的情况可能也是类似的，这些都有待于用具体资料做进一步的验证.

四、气旋、反气旋频率和路径的平均情况

行星尺度的大气环流上附着大、中尺度的系统，在中高纬高空表现为波状槽脊，地面上则为涡旋状的气旋和反气旋，这种气旋、反气旋都是移动性的，而且它们在不同地区和时间内出现的次数很不相同. 但它们经常在某个地区出现和移动，因而从气旋、反气旋移动路径和出现次数的平均状况，亦有助于了解大气环流的全貌.

图 16·20(a)，(b) 和 16·21(a)，(b) 是北半球气旋和反气旋出现的次数（即频率）以及主要路径的多年平均图. 这里的出现次数(频率)是指在比例尺为 1:30,000,000 的北半球图上每 2 平方厘米地区内，气旋与反气旋中心出现的次数(频率).

从图 16·20 (a)，(b) 可看出：在 1 月和 7 月北太平洋和北大西洋有两个气旋出现最大频率中心，这就是半永久性的阿留申低压和冰岛低压所在地. 亚洲、北美大陆北部及沿海的气旋都向这频率中心区移动. 亚洲东岸的气旋路径，夏季远较冬季偏北，北美则不太显著；大陆北部的气旋路径冬夏无大变化. 另外地中海地区在冬季有一显著气旋频率中心，当地气旋也多向东移动.

从图 16·21(a)，(b) 可以看出：大陆上和海洋上都有反气旋出现最大频率中心，中纬大陆上属移动性的反气旋，其移动路径比大陆上气旋移动路径偏南，高纬极区附近及海洋上属移动缓慢路径不定的反气旋(副极地高压和副热带高压).

配合 500 毫巴平均场来看，中高纬气旋、反气旋主要的平均路径和高空基本气流的方向差不多是一致的.

其次，由南北半球低纬度热带气旋(台风)的平均路径和各月发生频率分布图(见第十四章图 14·16) 可知：台风发生源地主要是太平洋西部、印度洋、加勒比海及澳大利亚东海岸等地，主要在海洋上，但在接近大陆的海洋西部发生得最多. 路径都是由发生源地西进，然后一部分以抛物线状在北半球转向东北，在南半球转向东南. 发生时期在北半球除去阿拉伯海以外，几乎全部集中在 8，9，10 月，其他各月发生次数很少. 在南半球以 1，2，3 月发生最多，其它各月几乎没有. 台风主要平均路径和低纬高空基本气流的方向也是差

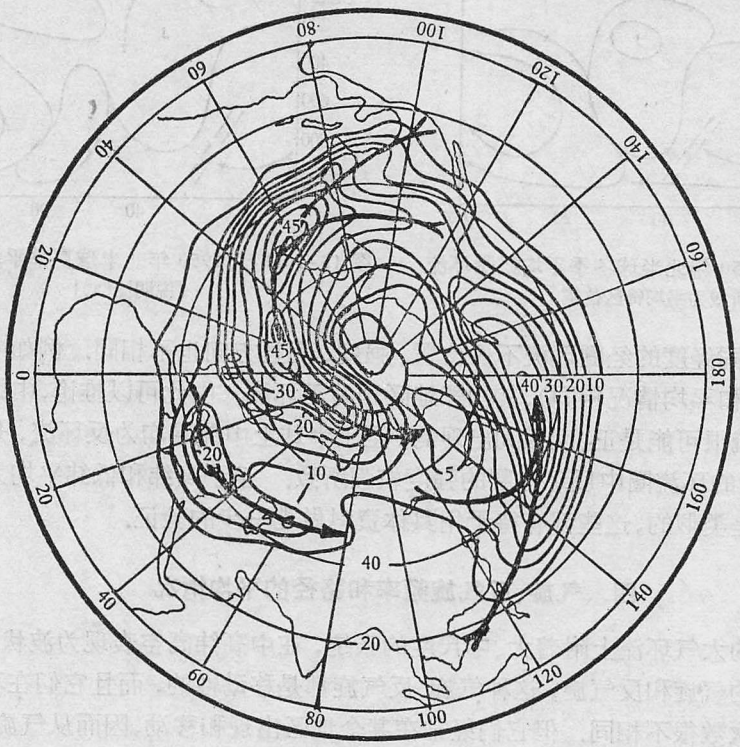


图 16·20(a)　1 月北半球地面气旋频率及主要路径图

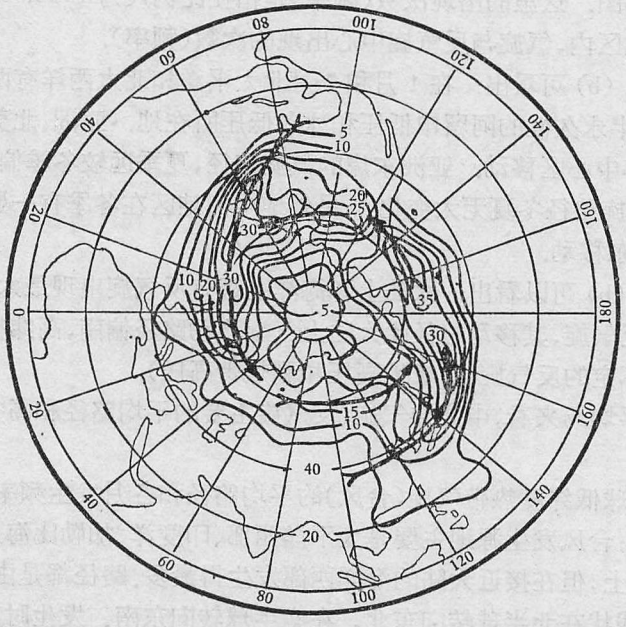


图 16·20(b)　7 月北半球地面气旋频率及其主要路径图

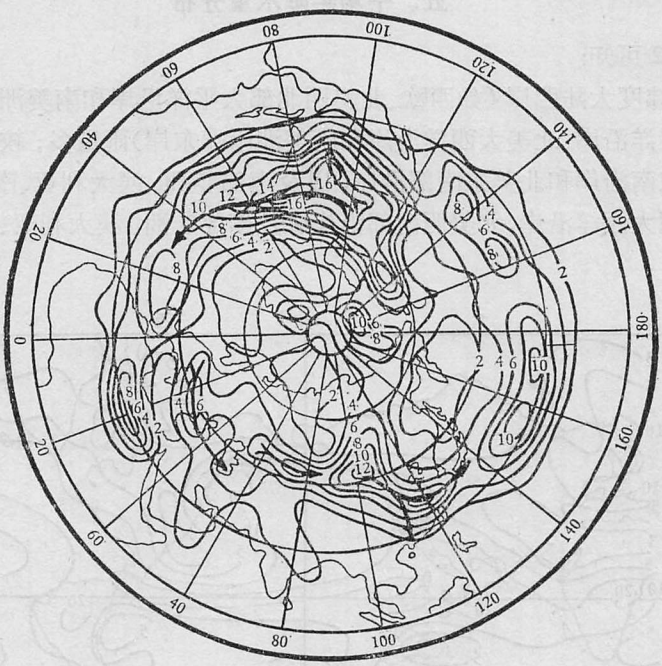


图 16·21(a)　1 月北半球地面反气旋频率及主要路径图

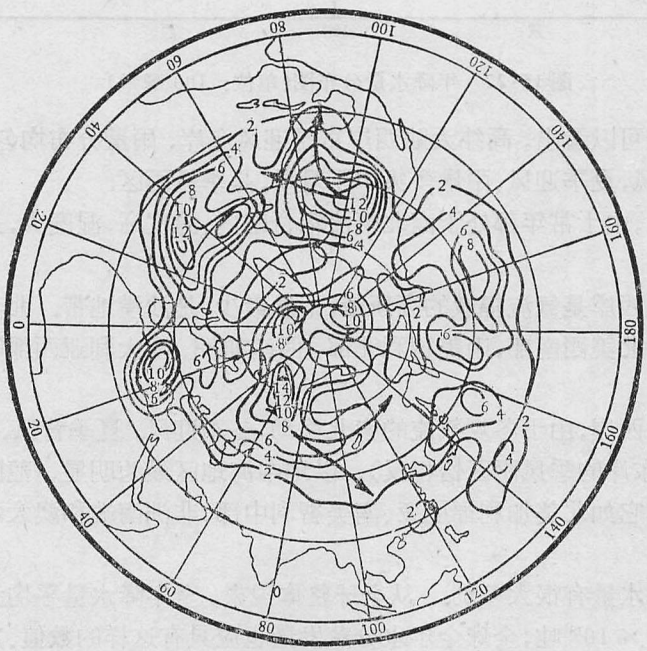


图 16·21(b)　7 月北半球地面反气旋频率及主要路径图

不多一致的.

五、平均年降水量分布

由图 16·22 可知:

(1) 较高纬度大陆西岸(如西欧、北美西北部太平洋沿岸和南美洲南端西岸)比东岸(如东北亚太平洋沿岸、北美大西洋沿岸和南美洲南端东岸)雨量多;较低纬度相反,大陆东岸(如我国东南沿岸和北美东南部沿岸,以及南部非洲、澳大利亚、南美洲的东岸)比西岸(如北部非洲大西洋沿岸,北美西南部沿岸以及南部非洲、澳大利亚、南美洲的西岸)雨量多.

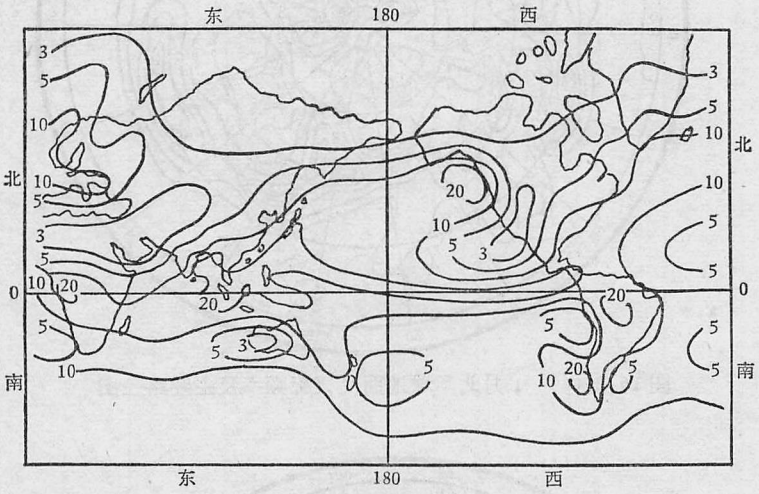


图 16·22 年降水量分布图(单位: 100 毫米)

和气流图比较可以看出,高纬大陆西岸常是迎风海岸,雨量分布均匀,而低纬度大陆东岸,则是冬季背风,夏季迎风,雨量多集中于夏季,是季风雨区.

(2) 赤道地区,由于常年都处于南北气流辐合带内,温度高,湿度大,是降水量最大的地区.

(3) 低纬大陆西岸是气流辐散的高压带,雨量最少,是沙漠地带. 北非撒哈拉沙漠是最典型的. 其他如北美西南部,南美智利北部、西南非洲、澳大利亚西部等地也有类似现象.

(4) 中纬大陆西岸,由于冬夏气流的南北移动,冬季迎风,夏季背风,所以冬季多雨,夏季少雨(与大陆东岸的季风雨区恰相反),以地中海地区最为明显,范围最大,常称为"地中海气候". 其它如北美加利福尼亚、南美智利中部,非洲南端和澳大利亚西南角等地也有类似现象.

全球各地年降水量有很大差别. 从全球整体说来,全年降水量平均大约 1000 毫米,按重量计算约为 5×10^{14} 吨,全球全年水分蒸发量也应具有这样的数值.蒸发量的分布和降水量的分布并不一致,即最大降水的地方并不是蒸发最大的地方,这表明水分蒸发后,不是完全在当地凝结降落,而是有相当的水分随着气流输送到别的地方而后形成降水. 因此水分的蒸发和凝结降落以及与之相联系的水分输送,是和大气环流密切相关的,也是

研究大气环流不可缺少的内容. 这里给出的年降水量分布图(图 16·22),它和平均温度分布以及平均气流分布相配合,可得知气候分布概况,而这又是制作较长时间大范围天气预报的必要知识.

第三节 极地环流概况

地理学上一般把北纬 66.5° 以北和南纬 66.5° 以南的地区称为极地. 两极地方占有相当大的面积. 北极地区基本上是海洋,除格陵兰是大岛外,还有大陆北冰洋沿岸的一些小岛屿; 北极海是多冰山的大海, 但即使在冬季也并不完全冰封. 南极地区有南极洲之称,是一极大冰源, 占世界陆地总面积的 1/9; 内陆平均高度约 2 公里, 最高点达 6 公里, 南极洲是一整块大陆还是由冰雪连接起来的一群岛屿,有待于进一步考证.

大气在极地净支出热量,因此极地区域是大气中的"冷源",是形成冷空气的源地. 由于中低纬度的热量不断向极地输送,以及极地形成的冷空气经常向南侵袭,所以极地环流和中低纬环流之间有着密切的关系,极地环流对中低纬环流和天气有着很大的影响,因此研究极地环流是很有意义的. 但是由于资料的限制, 极地环流和天气过程的详情目前还了解的很少,尤其南极情况了解的更少.

一、北极环流的平均情况

图 16·23—16·24 为 (1948—1955 年) 北极地区 1 月、7 月地面和 700 毫巴平均图. 由图可知如下环流特征:

1 月: [图 16·23 (a),(b)] 地面上大西洋极圈为低压控制,占据了极地一半以上的面积,西伯利亚冷高压和加拿大西部冷高压连成一个高压带,并在极地形成一个指向格陵兰的高压脊. 700 毫巴上绝大部分为低压控制,有三个低压中心: 一在新地岛以北, 一在堪察加半岛, 一在格陵兰和加拿大之间(其中后者较强), 它们分别与冬季中、高纬的三个大槽相一致.

到了 4 月(图略),地面环流有明显改变, 原加拿大高压向北方发展, 使极地大部分地区为高压控制, 在北美以北的极地出现高压中心. 所有的高低压系统由 1 月至 4 月都减弱. 700 毫巴变化更为明显, 1 月的三个低压中心消失了, 仅在极地中心附近存在一个低压中心,围绕这个中心的西风环流强度减弱,而且槽脊变的不明显.

7 月, [图 16·24(a),(b)] 气压系统的强度减到最弱的程度. 地面上除在加拿大地区尚有一闭合低压中心外, 其他系统的中心都不明显. 700 毫巴上原在极地的低中心明显减弱,西风环流强度再次减弱.

到了 11 月(图略), 高低压系统重新增强变得明显起来, 在地面图上高低压分布已和 1 月相似,不过加拿大西部尚未出现高压中心. 700 毫巴上极地中心附近低压中心分裂为二. 和 1 月类似,堪察加地区虽已出现低压槽,但尚未出现闭合低压中心.

由图 16·25(a) 可知,极地区域为正值(+号),表示北极地区由 1 月到 2 月气压普遍上升,与此同时中纬度的气压却普遍下降. 极地气压的上升,直至 3 月到 4 月正变高中心移到北欧后,才逐渐停止. 5 月极地气压开始下降,中心部位反成为负值(一号). 到 6 月整个极地气压下降, 极地中心出现负值中心, 而到 7 月极地中心的负值中心的强度增大,月

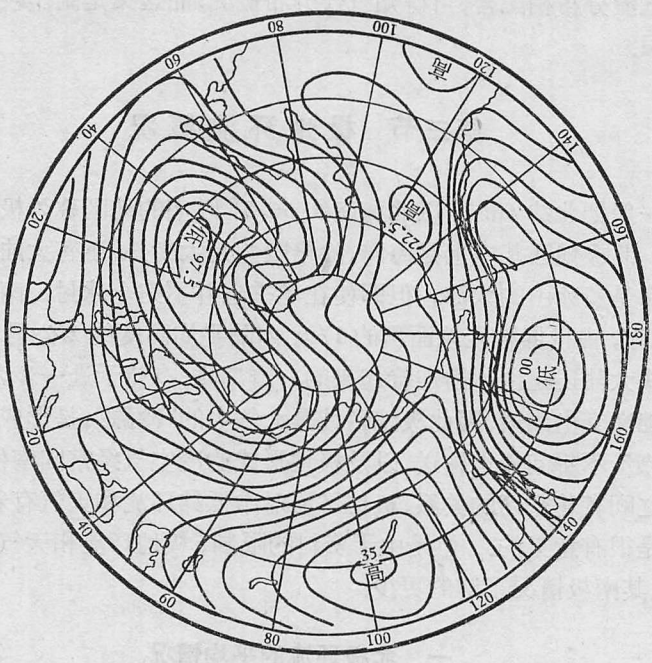


图 16·23(a)　北极和高纬地区 1 月海平面气压图

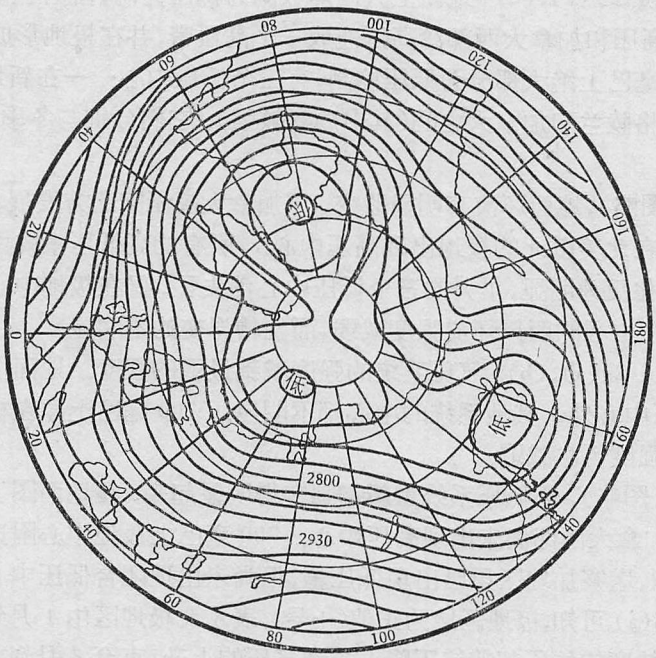


图 16·23(b)　北极和高纬地区 1 月 700 毫巴平均图

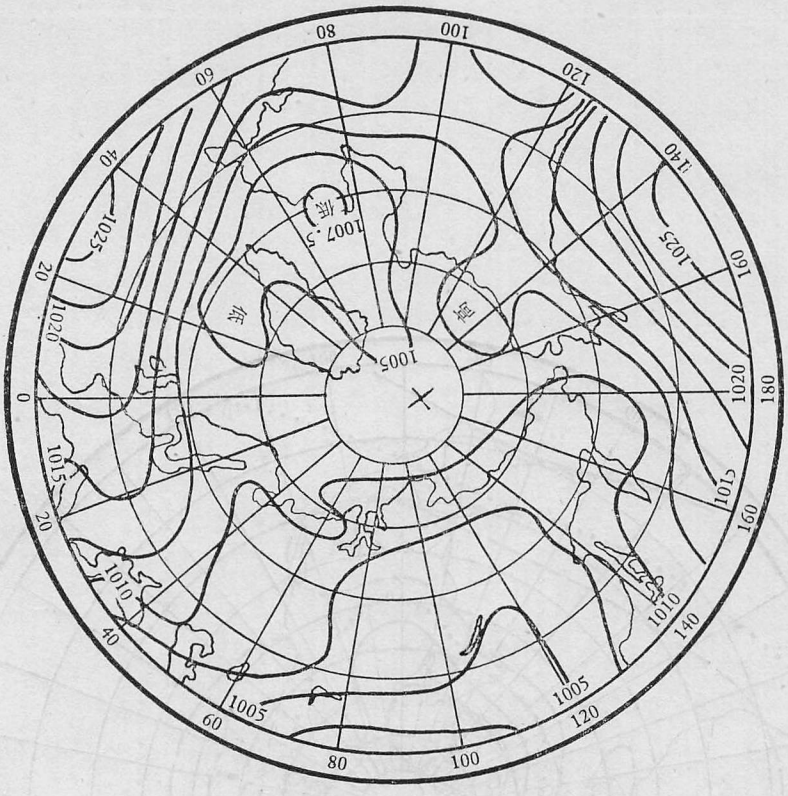


图 16·24(a)　北极和高纬地区 7 月海平面气压图

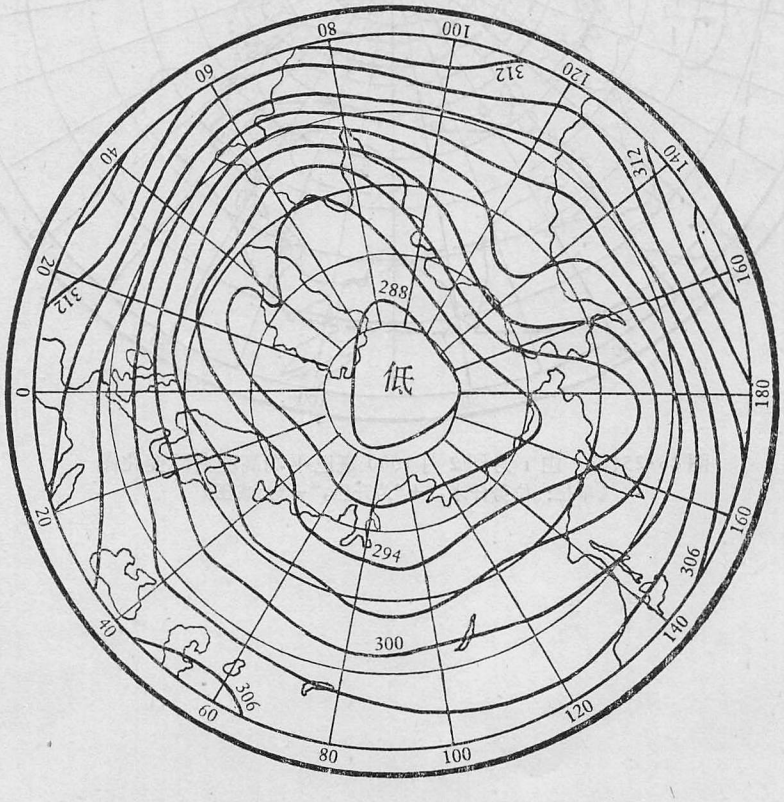


图 16·24(b)　北极和高纬地区 7 月 700 毫巴平均图

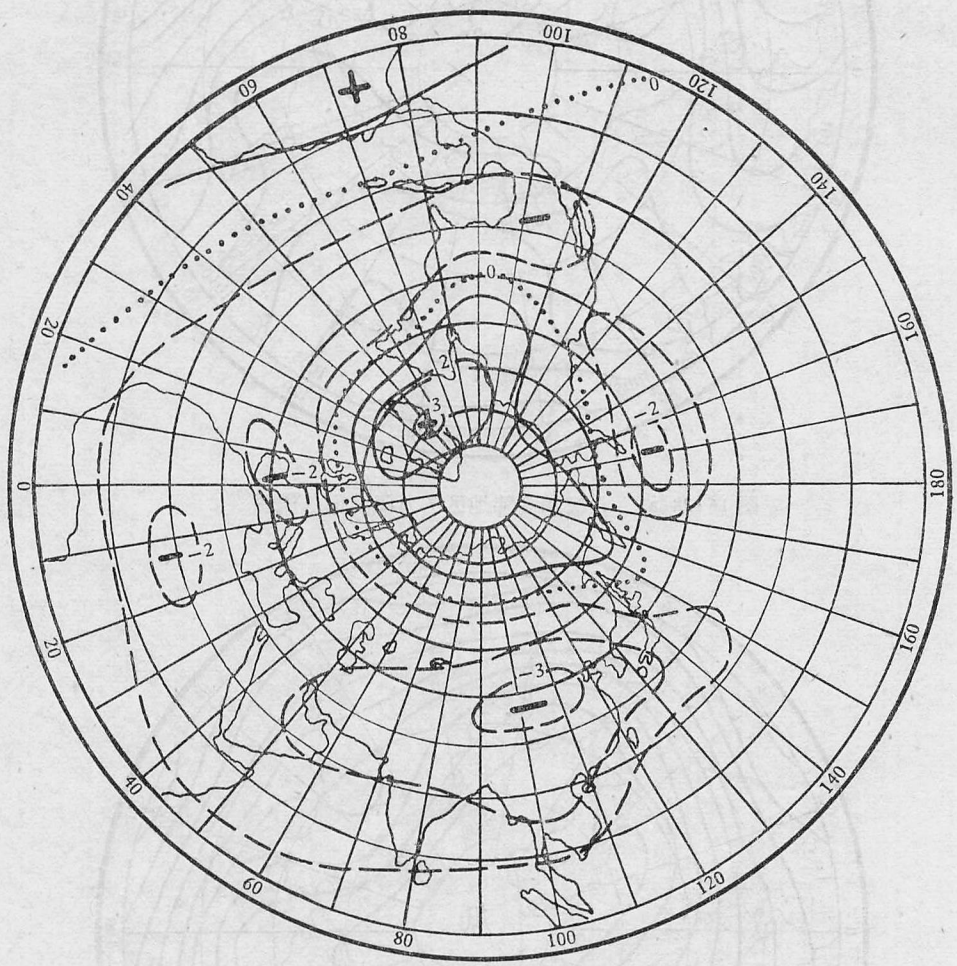


图 16·25(a)　由 1 月到 2 月 1000 毫巴平均高度月际变化图
（单位：位势什米，“+”为升压，“−”为减压）

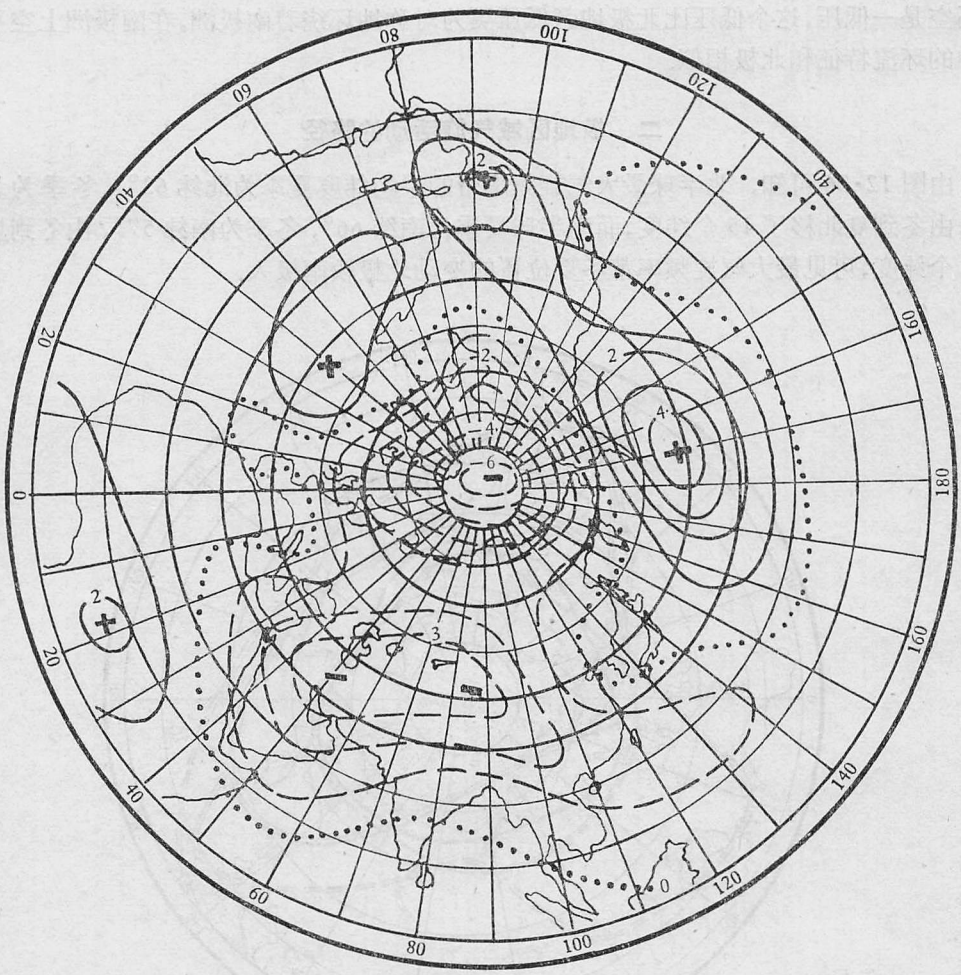


图 16·25(b)　由 6 月到 7 月 1000 毫巴平均高度月际变化图

际减压达到最大程度 [图 16·25(b)]。7 月到 8 月开始了相反的变化，极地气压开始升高，这种升压维持到 10 月，从 10 月到 11 月升压数值开始增大，并一直持续到 12 月，部份地区可持续到 1 月.

北极地区高层环流及其年变化的主要特征可参看本章图 16·18(a)，(b)，(a′)，(b′)，限于资料，这方面讨论得尚不深入.

关于南极情况知道的极少，根据现有的资料推测，在南极近地面层是一个冷而薄的高压，这个冷高压在某些时间里可能分裂为二. 由于地面极为寒冷，低层大气密度很大，因此高空是一低压，这个低压比北极地区低压更为对称地环绕着南极洲，在南极洲上空平流层中的环流特征和北极相似.

二、极地区域气旋活动的路径

由图 12·26 可知，北半球最大气旋频率带的平均纬度夏季为北纬 62°，冬季为北纬 47°，由冬到夏北移了 15 个纬度，而南半球夏季为南纬 66°，冬季为南纬 57°，由冬到夏南移 9 个纬度，可见最大气旋频率带冬夏位置的变动北极较南极大.

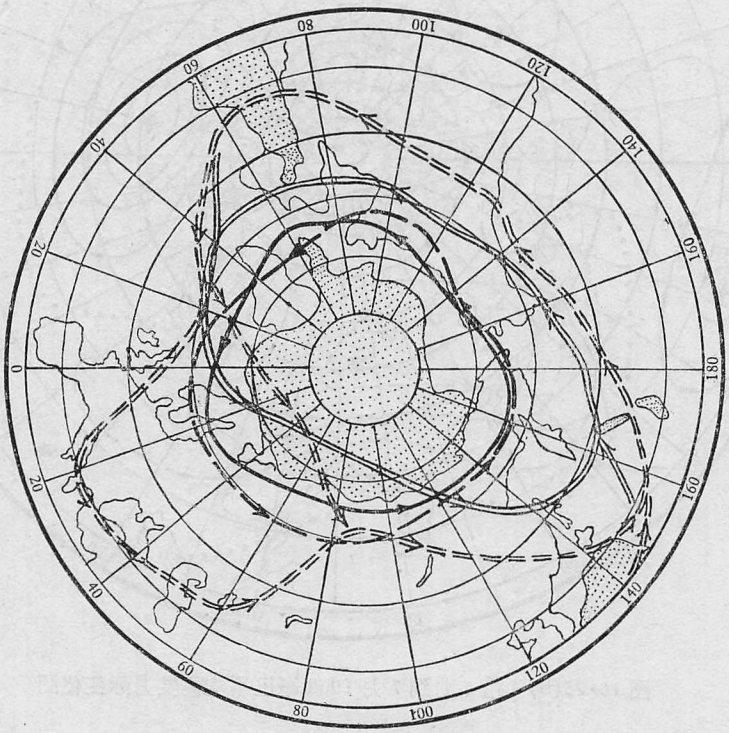


图 16·26　南北极冬夏常见气旋路径图

[图中阴影区是南极洲和南半球其它陆地，双断线为北半球冬季（2 月），单断线为南半球冬季（8 月），双实线为北半球夏季（8 月），单实线为南半球夏季（2 月）]

此外，北极的气旋活动冬季主要发生在极地边缘. 在大西洋、太平洋的北边缘具有最大发展，在这些地区由于北极气团和中纬较暖的海洋气团之间存在着巨大的温度差异，因之气旋的活动程度也较大.

三、极地的近地面气温状况

由图 16·27 可得出:

(1) 冬季,两极近地面层都存在明显逆温层,厚度约为自地面到 2 公里左右,由于南极拔海高度较高,其逆温层较高,出现在 700 毫巴附近.

(2) 夏季近地面层的逆温大大减弱,只有少数情况温度直减率超过 2°—3℃/公里.

极地夏季由于南方暖气团移入,受下垫面的冷却也常有逆温出现. 伴随着逆温,由于夏季冰雪强烈融化后有足够的水汽,因此常有辐射雾形成.

(3) 极地地面温度年变化十分显著. 冬季极夜期间,冰冻洋面辐射造成的冷却作用使极地气温一般都在 −30℃ 以下,南极冬季温度比北极更低. 夏季由于日光连续照射(虽然其中一部分由于多云和多雾受到削弱,但总的说来辐射加热),使得冰雪开始大量融化,融化过程又限制了温度的上升. 所以夏季的北极地面平均温度为 0℃ 左右,北极中心夏季温度一般近于 0℃;而南极即使在夏季也仍保持着很低的温度. 夏季在南极中心部位曾多次观测到 −40℃ 以下的温度,最低曾观测到 −60℃ 以下的温度.

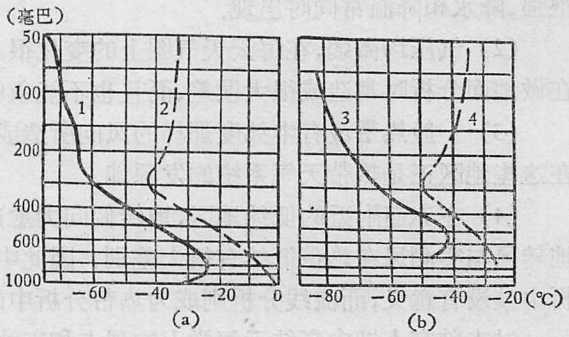


图 16·27 北极(a)和南极(b)对流层和低层平流层温度分布
(1,3 为冬季;2,4 为夏季)

在南极经常保持低温的主要原因是由于南极洲位于极地中心部位,其周围是广大的海洋(造成较大的南北温度梯度),因此西风环流在南半球比北半球更为强烈,而在西风带上扰动较少,这样就限制了高低纬之间的热量交换,中纬度的暖空气很少深入南极大陆,因而造成南极洲的经常低温. 另外覆盖在南极洲上的冰雪也阻止了气温的升高.

第四节 热带环流概况

在地理上把南北回归线之间所包括的地区称为热带,我国台湾省嘉义,广东省汕头、广州,广西梧州以及云南省蒙自、个旧一线以南,包括我国南海诸岛的广大地区均属热带范围;在气候学上(北半球)是以年平均温度 18℃ 等温线以南的地区划为热带,比地理学上划定的偏北2—4个纬距左右;在天气学上是以东西风的分界线,即以南北半球副热带高压脊线之间所包括的东风气流控制区域定为热带,这是从天气系统及其所影响天气变化的角度出发的. 由于副热带高压脊线有南北移动,所以这种划分的范围是变动的.

热带地区的面积约为地球面积的一半,它是输送到中高纬度的热量的源地;由于热带大部分是海洋,温度高,蒸发量大,所以它又是大气中水分的主要源地. 因此热带与中高纬的天气关系密切,前者对后者具有很大的作用和影响.

一、热带、副热带与中高纬的基本差别

由于热带、副热带地处低纬,且大部分是广阔的洋面,下垫面性质均匀,所以在气象要

素的水平分布上有如下几点与中高纬显著不同：

(1) 水平温度梯度不明显. 中高纬度天气学中气团和锋的概念占有相当重要的地位. 在热带，不同来源的气团经过洋面变性，气团间的性质不再有明显的差别，当然锋也就不明显，并且也没有什么天气意义. 天气图上水平方向温度的变化(平流变化)，远不如因辐射和对流所引起的温度局地变化，后者往往掩盖前者. 尤其在多山地区，温度日变化要比天气图上的变化高一个量级. 另外，在浓厚的对流性云中，下沉的低温气流冷却作用很强，降水和降温常同时出现.

(2) 气压场微弱，在每天天气图上的变化很小，而热带地区气压日变化却很大，因此在做地面分析时常造成很大误差，而且也不能象中高纬那样反映天气变化.

(3) 一般热带没有中纬度那样的风向所造成的明显切变，但水平风速切变比较显著，在这些地区正是热带天气系统的发源地.

(4) 在赤道附近的低纬地区，地转偏向力愈近赤道作用愈小，在赤道上等于零，因而地转风与实测风在热带低纬有很大差别，因此中高纬等压面的地转风分析原则在热带分析中就没有意义，而流线分析则成为热带分析中的重要工具.

过去曾有人把中高纬天气学上的观点和方法机械地搬到热带、副热带地区，在预报中遭到失败，就是由于没有注意上面提到的几点特征的缘故.

二、平　均　场

1. 平均流场和气压场

在本章前面讨论全球海平面平均气压场(图 16·9)和流场(图 16·10)时，曾顺便讨论了低纬热带地面的平均环流概况；在讨论北半球平均纬向环流 (见图 16·17, 16·18) 和平均经圈环流 (见图 16·19) 时，曾顺便讨论了(北半球)低纬热带风的垂直分布概况. 为了清楚起见，现在进一步给出全球低纬热带地区冬夏 700 毫巴和 300 毫巴平均流场图 (图 16·28 和 16·29). 由这几幅图配合上述已经给出的图可以看到热带、副热带对流层中的基本气流大致有如下三种：

(1) 深厚热带东风，即通常所说的信风，这是低纬度最主要的气流，这种东风是从副热带高压区进入热带的风系，平均情况出现在南北纬 15° 之间，垂直厚度一般都大于 6 公里.

(2) 赤道西风，通常或是来自另一半球的信风，或由于特定地理区域环流所成(如南亚的西南季风)，赤道西风显然与中高纬西风不同，其间为热带东风所分隔. 赤道西风并不是在赤道附近所有地区都出现，而且它的厚度不大，强度随高度减弱.

(3) 下层为薄东风，其上为厚西风. 这种情况出现在冬季，整个中高纬上层西风移向低纬，热带东风厚度变浅，其上为移来的西风所掩覆，东西风分界线(零值等风速线)自下而上向赤道倾斜.

以上只是一般情况，应当指出，热带气流的分布在不同时期不同地区以及南北半球都有很大差异. 同时，热带气流并不是所想像的那样稳定和均一，和中高纬一样，热带气流上的波动和涡旋活动也很频繁. 我国热带地区是东亚季风控制地区，因此对流层下层气流有着明显的季节变化. 冬季是恒定的东北季风，水平伸延范围很广，向南可达中南半岛南部，而在上层则盛行强而深厚的西风；盛夏季节由于印度低压建立和太平洋高压向北推

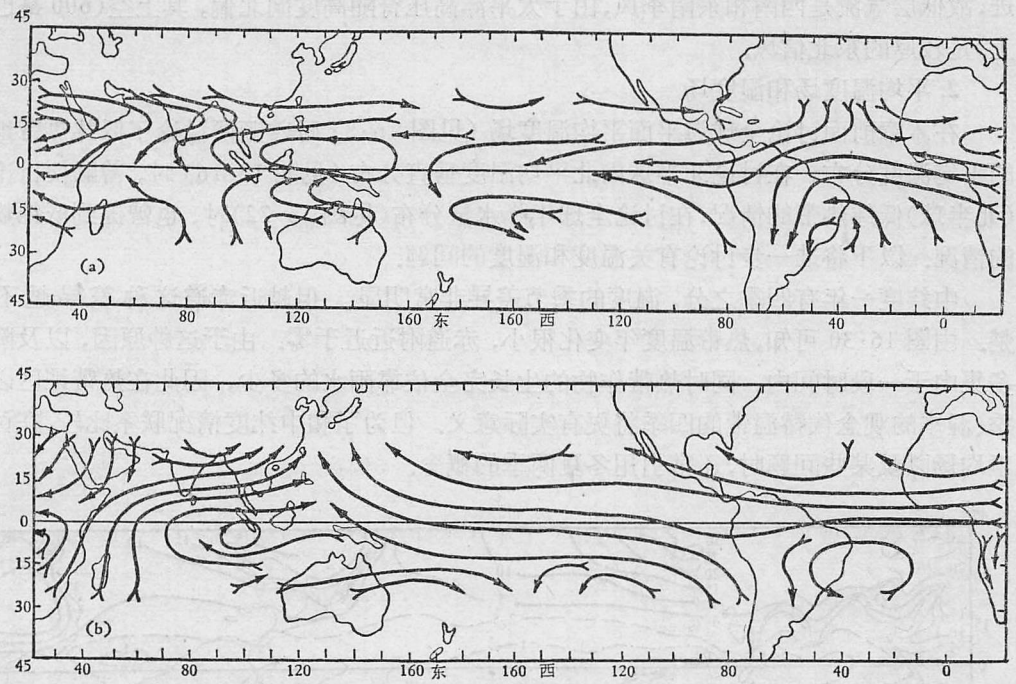


图 16·28　冬夏热带、副热带地区 700 毫巴平均流线

[(a)对应北半球冬季,南半球夏季;(b)对应北半球夏季,南半球冬季]

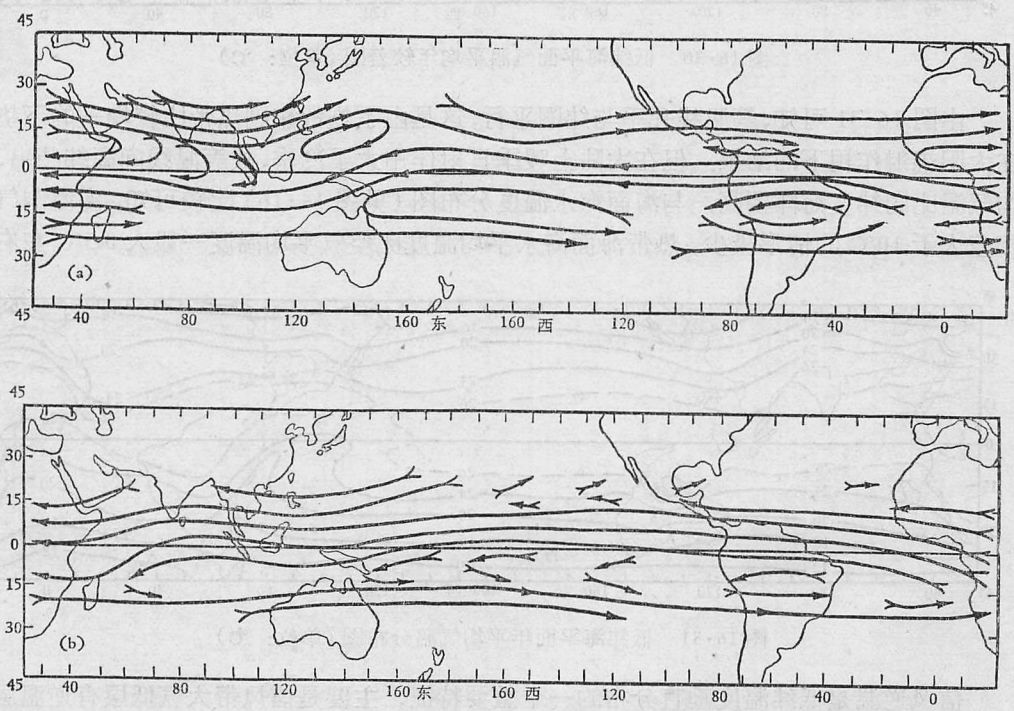


图 16·29　冬夏热带、副热带地区 300 毫巴平均流线（说明同上图）

进，故低层气流是西南和东南季风，由于太平洋高压脊随高度向北偏，其上空(600毫巴以上)是较厚的东北信风.

2. 平均温度场和湿度场

在本章前面讨论全球海平面平均温度场（见图 16·8）时曾顺便讨论了低纬热带地面的平均温度分布；在讨论北半球南北平均温度垂直分布（见图 16·16）时，曾顺便讨论了(北半球)低纬热带的情况；在讨论全球年降水量分布(见图 16·22)时，也曾提到低纬热带的情况. 以下将进一步讨论有关温度和湿度的问题.

中纬度一年有四季之分，温度的季节差异非常明显. 但越近赤道这种差异越不清楚. 由图 16·30 可知，热带温度年变化很小，赤道附近近于零. 由于这种原因，以及降水多集中于一段时间内，同时热带作物的生长完全依靠雨水的多少，因此在热带地区以干季、湿季的观念代替温带的四季将更有实际意义. 但为了和中纬度情况联系比较，在讨论平均场以及某些问题时，还常引用冬夏两季的概念.

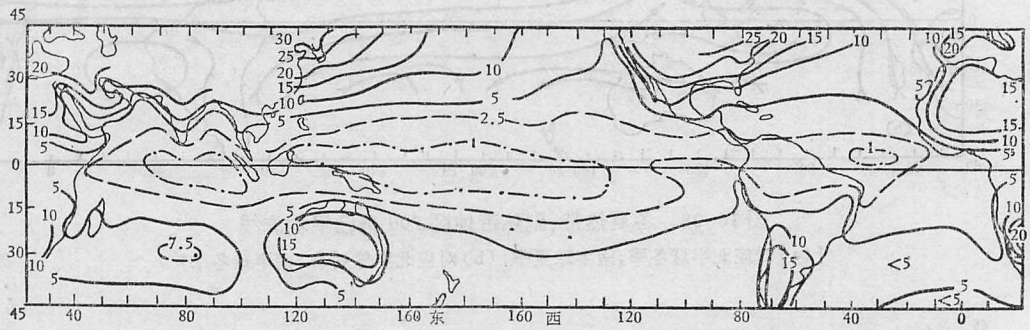


图 16·30　低纬海平面气温平均年较差图（单位：℃）

由图 16·31 可知，等温线几乎与纬圈平行，这是由于热带和副热带比较均一的下垫面在太阳辐射作用下的结果. 但在大陆上暖季日射作用大于冷季，故等温线向高纬凸出，平均气温比同纬度海洋要高. 与海面海水温度分布图（见图 14·16）比较可知，海温与气温相差大于 10℃ 的情形极少，热带海面海水平均温度比空气平均温度一般大 0.5℃ 左右.

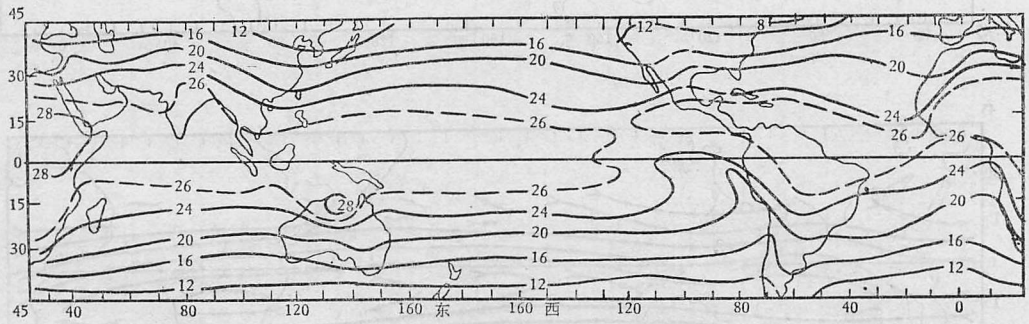


图 16·31　低纬海平面年平均气温分布图（单位：℃）

信风逆温是低纬温度垂直分布的一个重要特征，主要是信风带大气低层有逆温层存在. 这个逆温一般认为是由于副热带高压单体东侧空气有大规模下沉运动所形成. 当下沉时气流遇到向赤道方向流动的低层海洋性空气，在这低层海洋性空气里乱流很强，因而

整层维持近于定常的湿球位温，而逆温层形成在气流方向相同的两气层的交会处，由于信风逆温是信风环流内部的现象，它把整个气层分隔成干层（上层）和湿层（下层），但逆温层上下同为偏东气流．另外逆温层是两气团间的混合层，其厚度时深时浅，逆温层下积云很多，它好像一个盖子，低云可以进入逆温层而很少能穿过它，因此逆温盛行地区普遍干旱．一般说来，信风逆温主要在大洋东部明显，逆温较强，高度也较低，由东向西逆温层强度减弱，高度平均由不到 1 公里上升到 3—4 公里以上，但可由于流场的变化，而发生地区和时间的变化．图 16·32 是个逆温层实例，可看出在 780 毫巴附近有一很明显的逆温层，从露点分布曲线可看到在逆温层以上为干层，以下为湿层．

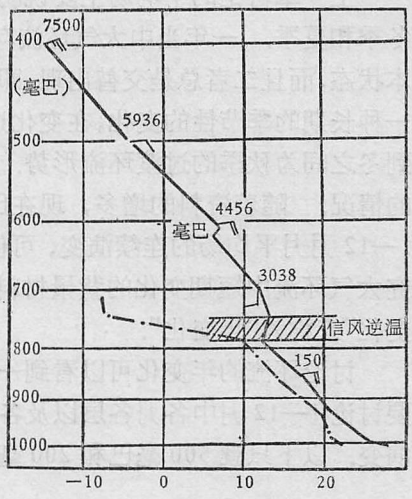


图 16·32　1957 年 6 月 6 日 08 时关岛上升曲线

此外，热带空气湿度较大，但它伸展高度并不高，在信风逆温地区，一般在 3 公里以下，温度直减率接近湿绝热减温率．逆温层以上极干，而温度直减率随高度增加，到对流层顶几乎与干绝热相近．一般说来，除个别情况之外，大洋西部信风带中不存在逆温层，对流层大部份的温度直减率近于湿绝热减温率，空气含水量比信风逆温地区高．气层虽然层结不稳定，而气层的相对湿度向上减低很快．由于层结不稳定和水汽含量大，所以这些地区往往雨量较多．由大洋西部的某些测站实际资料分析指出，这些地区往往没有逆温存在，但有明显的干、湿层．

信风逆温层对热带天气的影响很大，它除了把大气分割为干层和湿层外，还起着对流性不稳定能量的储蓄和积累作用．当某一地区有较强的辐射增温或地形的抬升，则强烈的上升运动将使部份能量释放，可以产生雷雨．另外在热带扰动如台风、东风波等天气系统的作用下，也能释放能量．在赤道辐合带上，由于强烈的辐合上升运动，可产生强烈的雷阵雨带．

第十七章　大气环流的变化

第一节　大气环流的年变化

上一章讨论的平均场主要说明了大气环流的基本事实情况．以 1 月和 7 月分别代表冬季和夏季．一年当中大气环流存在着两种有显著差异的极端状态，这两种状态都是基本状态，而且二者总是交替出现，即从一种极端状态过渡到另一种极端状态．这种变化是一种长期的季节性的变化，在变化过程中，从冬到夏之间为春季的过渡环流形势，而从夏到冬之间为秋季的过渡环流形势．一般常用 4 月和 10 月的平均图分别代表春季和秋季的情况．随着资料的增多，现在已经可以做出 1—12 月各月各层的多年平均图．考察 1—12 月月平均场的连续演变，可使我们了解大气环流季节变化的基本特征，它可做为研究大气环流中短期变化的背景材料．1 至 12 月月平均场的连续演变是大气环流的“月际变化”或称为“年变化”．

讨论环流的年变化可以看到一年中季节交替的总面貌，为了了解其精神实质，并不需要讨论 1—12 月中各月各层以及各种环流（包括水平环流、纬向环流、经圈环流等）的连续演变．以下只就 500 毫巴和 200 毫巴上某些方面加以讨论．

一、500 毫巴环流年变化

根据 1—12 月北半球 500 毫巴平均图，作出北纬 50° 纬圈的高度廓线年变化图，如图 17·1 所示，它可以表示北半球西风带环流年变化的主要情况．

由图可知，1—4 月和 11—12 月槽脊的位置和强度基本上相似，在西风带上有三个槽脊；6—8 月槽脊的位置和强度也大致相似，由原来的三个大槽变成四个小槽；5 月和 9—10 月相当于这两种环流的过渡情况．5 月的环流变化首先是原来在太平洋西部（亚洲东岸）的槽减弱东移，并且变成一个比较宽平的槽；6 月在亚洲中部开始有小槽生成，夏季的槽脊形势于是形成；9 月开始向冬季的槽脊形势过渡，太平洋西部的低槽和西欧海岸的高脊开始建立，但它们的强度都比冬季弱得多．另外，原在乌拉尔山附近的弱脊和亚洲中部的小槽也消失了．

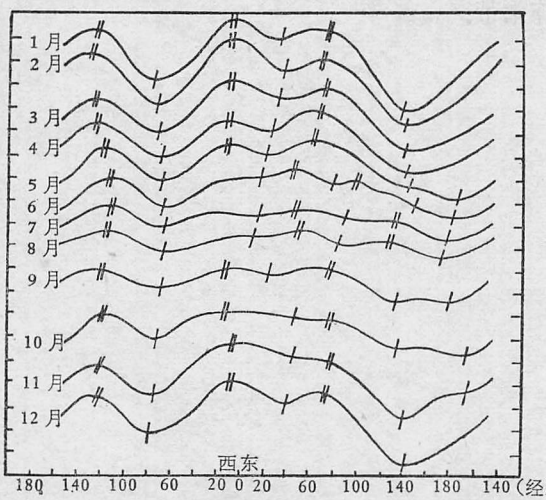
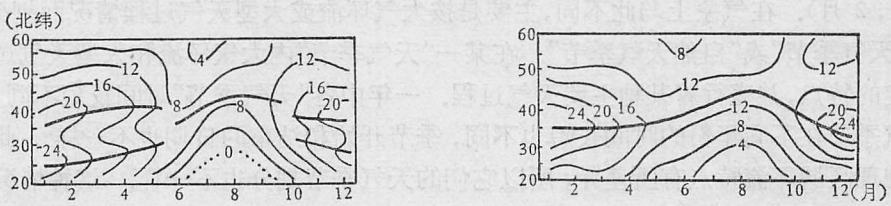


图 17·1　沿北纬 50° 500 毫巴平均槽脊位置和强度的年变化（纵轴每格代表 100 位势米）

根据 1—12 月北半球 500 毫巴平均高度图，可作出 1—12 月相应的平均地转风速图．再根据这些北半球平

均地转风速图的数据，可作出全北半球或某地区（某经度）地转风速沿纬度分布的月际变化图，图 17·2(a)，(b) 是东亚和北美东岸的情况．由图可知，强西风带的分布在 6—9 月基本相同，其他各月强风带都维持在冬季的正常位置，而东亚明显地存在着两支强风带．到了 6 月，最显著的变化就是亚洲的南支强风带突然地不见了，北美的强风带显著北移，这样造成了夏季的情况，一直维持到 9 月．由 9 月到 10 月又有一个大变化，这就是在 10 月里东亚又出现了南支强风带，北美强风带显著南移到达冬季的位置．



(a) 东经 100°—120° 地区平均情况　　(b) 西经 100°—80° 地区平均情况

图 17·2　500 毫巴平均地转西风风速年变化
（等风速线单位为米/秒，粗实线为强风带轴线）

从上述事实我们可得到结论：冬季和夏季的大气环流型式是基本的、稳定的，占了全年相当长的时间，而二者之间的过渡季节（春和秋）是短促的．因此在环流年变化中可以看作有两次显著的变化：一次在 6 月，相当于夏季的来临；一次在 10 月，相当于冬季的来临．这两次显著的变化在大气环流和大型过程中的表现不是渐变的，而是具有一定程度“突变”的性质．据研究，这种“突变”不是局部地区的，而是半球范围甚至全球范围的现象，但以亚洲最为明显，而且以中东地区和我国青藏高原附近变化最早，向东至太平洋中部逐渐落后，美洲最迟．

需强调指出，上述结论是从大范围 500 毫巴上的高空槽脊和西风风速分布的基本形势出发的．然而从环流其他方面的特点来看，春、秋两季就不那样短促，而且还可进一步划分出其他几个季节来，这将在下面讨论．

二、200 毫巴环流年变化

以 1958—1963 年 1—12 月北半球 200 毫巴各月月平均图为例，考察 200 毫巴上大气环流的月际变化情况．我们分别考察急流强度、位置，中高纬西风带槽脊个数以及极涡，副热带高压强度的月际变化．发现它们在一年当中都有两次“突变”，但它们发生突变的时间并不相同，具体时间见表 17·1．由表可知：200 毫巴上西风带槽脊和急流位置的变化情况和上述 500 毫巴情况基本相似，它们有两次“突变”，而且时间在 5—6 月和 9—10 月．另外，由表还可看到一个很有规律的现象，就是从冬到夏，急流强度变化（减弱）最早，随后极涡强度发生变化（减弱），接着是西风带槽脊和急流位置发生变化（急流北跳，槽脊个数增加），副热带高压强度（加强）变化最晚．从夏到冬恰好相反，副热带高压（减弱）变化最早，随后急流南撤，槽脊个数减少，极涡加强，最后急流强度加强．变化顺序在表中以粗实线箭矢表示．

表 17·1　200毫巴 大气环流中两次“突变”的时间

	冬→夏	夏→冬
急流强度	3—4 月	10—11 月
极涡强度	4—5 月	9—10 月
西风带槽脊	5—6 月	9—10 月
急流位置	5—6 月	8—10 月
副热带高压强度	6—7 月	8—9 月

第二节　季节转换时的环流特征

前述季节及相应的月份是天文上的划分，即按地球绕太阳公转以及地轴和黄道面保持固定交角(66.5°)这一事实而定的，即所谓的“天文季节”. 按“天文季节”，一年中共分四季，每季有三个月：春季 (3, 4, 5 月)，夏季 (6, 7, 8 月)，秋季 (9, 10, 11 月) 和冬季 (12, 1, 2 月). 在气象上与此不同，主要是按大气环流或大型天气过程情况而划分，特称之为“天气季节”或“自然天气季节”. 在某一“天气季节”内大气环流和大型天气过程总保持一定的特点，并盛行着某种主要天气过程. 一年中各“天气季节”时间长短不同，而且同一天气季节在不同年份的时间长短也不同，季节开始和结束的日期也不一样. 此外由于不同地理区域环流特点有所差异，所以它们的天气季节划分也不一样. 这种情况主要是由大气环流变化的复杂性所决定.

从北半球大范围着眼，并根据高空大气环流最主要的特征，可将全年划分为(冬和夏)两个基本自然天气季节. 如果考虑环流变化其他方面的一些特点时，一年中还可再划分出(春和秋)两个过渡天气季节. 在东亚地区，由于它是世界上著名的季风区域，因此季节变化非常明显；同时由于东亚所处的地理位置及地形影响，使得大气环流及其变化相对地复杂些，所以东亚季节的划分也就相应地繁难些. 因此对东亚季节的划分并没有一个统一的看法，究竟应该划分出几个季节，意见也不完全一致. 在我国东部大陆最多可划分出七个自然天气季节，即初冬(10 月中、下旬开始)、隆冬(11 月末或 12 月初开始)、晚冬(3 月上、中旬开始)、春(4 月中、下旬开始)、初夏(6 月上、中旬开始)、盛夏(7 月上、中旬开始)、秋(8 月末 9 月初开始). 每个季节开始和结束的日期并不是固定的，这里所给出的只是大致情况.

从季节变化的角度而言，大气环流的变化可包括两种状态：第一种是当某一季节开始建立后，该季节内部的环流“量变”；第二种是该季节结束、新季节开始时，即季节转换时的环流“质变”. 前者是较长时期内逐渐的缓慢的变化，后者是短时内迅速的、剧烈的变化. 月平均环流只能表示该月(或某季节)内环流的总的特征，就是说该月(或该季节)内大气环流和天气过程的变化总是以月平均环流为背景地进行着，这种变化为上述第一种状态的“量变”. 至于季节转换时完成“质变”的时间大约为 5 天左右，相对于整个季节内的天数而言，它是相当短促的，因此当讨论季节转换时刻的环流特征时，除用每日天气图之外，还常用候(5天为 1 候)平均图.

季节转换时刻意味着旧的季节结束和新的季节开始，即季节交替的短暂时间. 在这个短暂时间内与大气环流发生显著质变的同时，盛行的天气过程也随之发生显著的变化. 就是说，在季节交替时，经常伴随着一种新的明显的 (或者是发展较强烈的) 天气过程出现，它具有即将来临的新季节内天气过程的特点. 当季节转换时，整个大气环流都将发生显著变化，那么究竟应该抓住哪个主要环节呢？根据研究，在中纬度，高空东西风结构(急流)的变化是表示季节转换的一个良好标志.

一、春季来临时的特征

如图 17·3 所示，在 3 月上旬，南支西风急流(即副热带急流)强度发生一次显著的减

弱(由 60 米/秒减至 40 米/秒左右),但位置维持不变(在北纬 30° 以南);而北支西风急流(即极锋急流)的强度和位置基本没有变化(位于北纬 40° 附近,中心值为 35—40 米/秒).南支急流的这种变化上游比下游地区略早些,而且经过这次变化之后,东亚地区隆冬季节结束,晚冬开始. 继这次变化之后,在 4 月中、下旬前后,南支急流再发生一次明显减弱,位置稍北移,自此以后春季正式开始.

伴随着上述高空西风急流两次减弱,北半球高空和地面大范围水平环流都相应发生显著的变化,开始向夏季环流型式过渡. 东亚大槽明显减弱,变得宽平,而且西风带上的槽脊尺度比冬季稍小,强度也弱些,槽脊移动性明显,另外,低纬副热带系统也开始活跃起来.

图 17·4 为晚冬开始后 500 毫巴和海平面的形势,图 17·5 为春季开始后 500 毫巴和海平面的形势. 对比后面图 17·13 可知,由隆冬到晚冬再到春季,东亚大槽以及地面上四个活动中心(即较高纬度的蒙古高压和阿留申低压,以及较低纬度的太平洋副热带高压和印度低压)的确发生了显著的变化,配合这种形势变化,晚冬开始后冬季风第一次明显减弱,夏季风在华南出现;春季开始后,冬季风再度减弱,华南夏季风盛行,华中开始受夏季风影响.

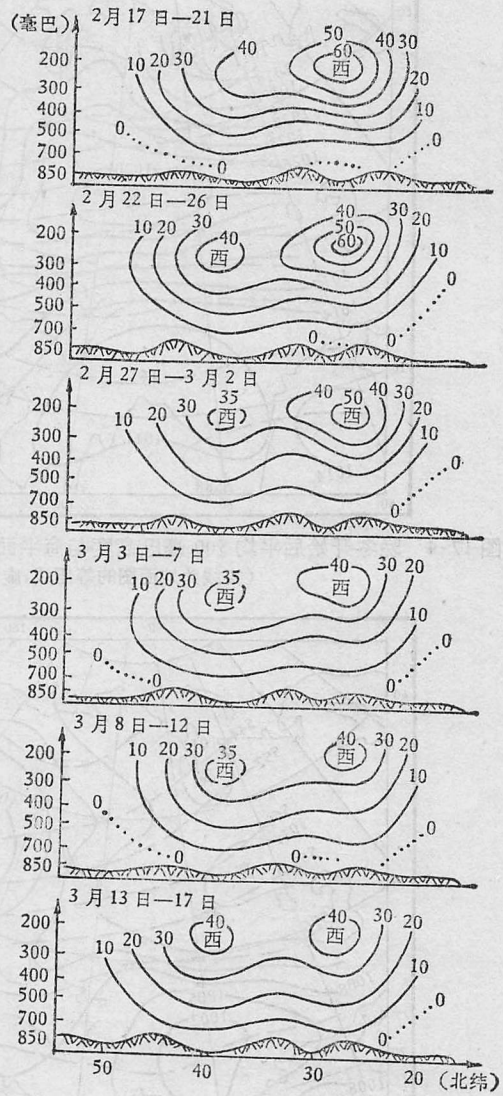


图 17·3 1956 年 2—3 月沿东经 105° 的候平均纬向风速(米/秒)垂直剖面图

在上述 500 毫巴和地面水平环流背景下,春季我国大陆上盛行锋面气旋活动和冷高压(比冬季弱)过程. 由于高空仍存在两支急流,它们上面多有槽脊活动,加之气温回升,暖空气活跃,形成了北方的蒙古低压和东北低压,以及同时在长江中、下游和东海地区有气旋波发展. 所以在北方常产生大风和扬沙天气,在长江中、下游以及江南地区常出现连阴雨天气. 春季是低压槽和气旋活动最多的季节,使得天气多变. 此外,春季也有寒潮过程,但次数比冬季少,除个别情况外,强度也比冬季弱;冷高压向南侵袭的程度和影响范围比冬季也小些;冷高压往往从西北方或北方向南移至长江与黄河下游之间,再转为西东方向入海,入海后强度少变或加强,其后部偏南风加强. 春季寒潮造成的降温程度虽比冬季小些,但对春播影响很大,不可忽视.

最后需指出,当 3 月上旬和 4 月中、下旬,南支急流两次减弱的时刻,一般在地面都对

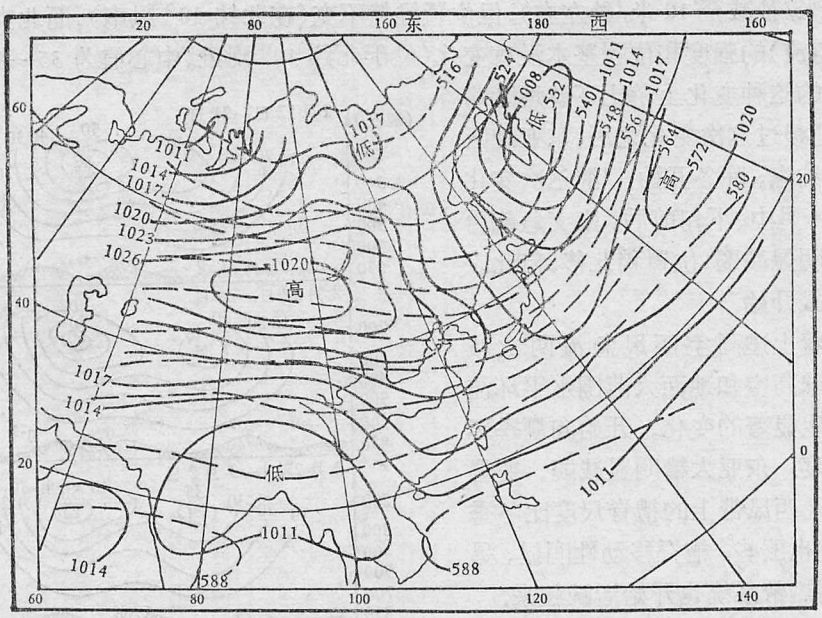


图 17·4　晚冬开始后平均 500 毫巴高度与海平面气压图（1954—1957 年 3 月 17—26 日平均图）
（实线为地面图的等压线，虚线为 500 毫巴图的等高线）

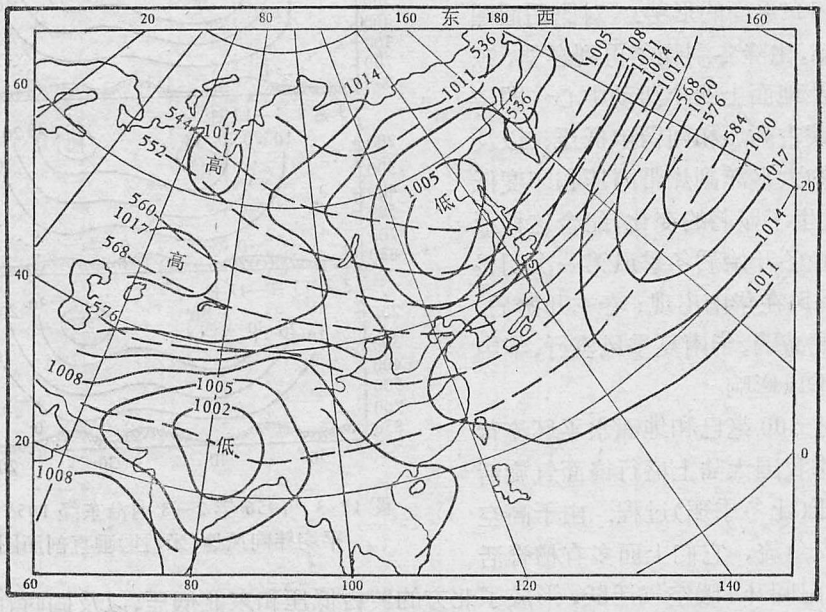


图 17·5　春季开始后平均 500 毫巴高度与海平面气压图（1954—1957 年 5 月 11—20 日平均图）

应一次东北低压大发展，而且在第二次减弱后，东北低压的活动就更频繁了，我国开始盛行典型的春季天气过程。

二、夏季来临时的特征

如图 17·6 (a) 所示，6 月初南支西风急流由北纬 34° 突然向北撤退至北纬 40° 以北，中心强度稍减弱。与此同时高空东风建立，东西风分界线（即副热带高压脊线）北移

至北纬 25° 附近. 这种变化上游略早，下游略晚. 例如从上游东经 90° 青藏高原上空垂直剖面图[图 17·6(b)]可看出，原在高原南侧的南支急流在 5 月末突然消失北撤，和北支合并成一支，位于北纬 40° 稍北，强度也稍减弱. 与此同时，高空东风向北推移至高原南侧上空，东风下面的西风（印度西南季风）也随之向北推移至高原南麓.

通过上述变化，北半球范围内副热带高压北移，西风带平均槽脊由冬季的三个变为四个；在东亚地区 500 毫巴形势和地面上四个活动中心发生更为显著的变化（见图 17·7）. 配合这种形势变

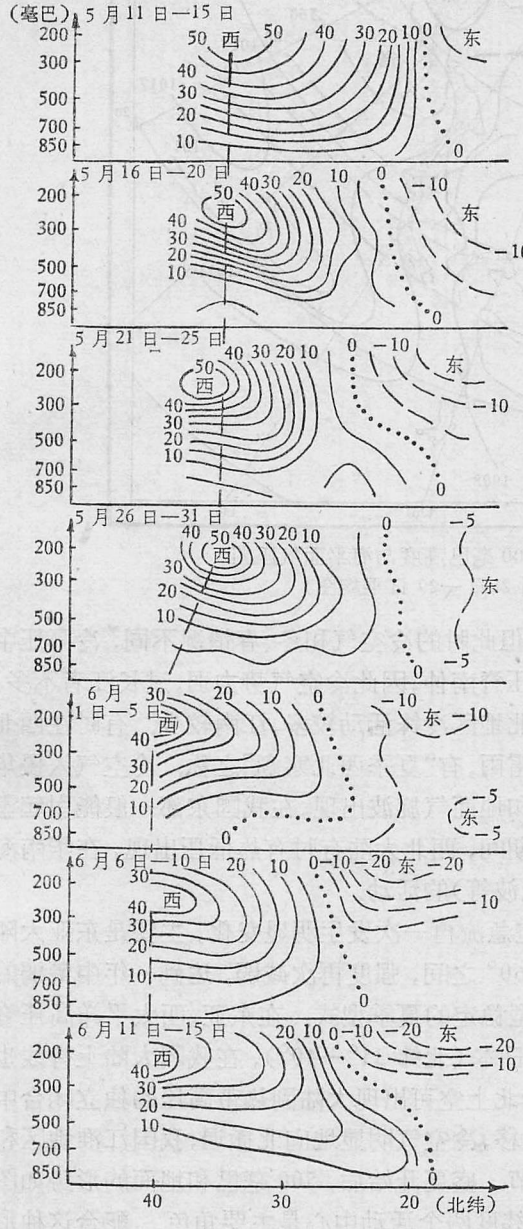


图 17·6(a)　1956 年 5—6 月沿东经 120° 候平均纬向风速垂直剖面图(单位：米/秒)

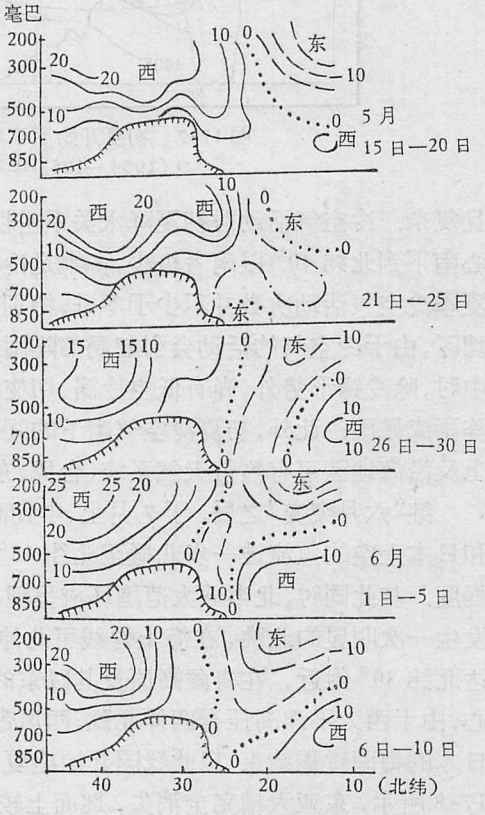


图 17·6(b)　1956 年 5—6 月沿东经 90° 候平均纬向风速垂直剖面图

化，冬季风退缩到北方，并且达到最弱的程度；夏季风在华南达到极盛，在华中盛行，并开始影响华北，我国江淮流域（和日本）进入初夏梅雨季节. 这次变化即所谓的“六月突变”，经过这次变化，印度西南季风也同时爆发，相应的赤道辐合带北进到印度和南海一带.

我国进入初夏后，偏北方的西风环流型变化较大，槽脊的移动发展比春季变得频繁而

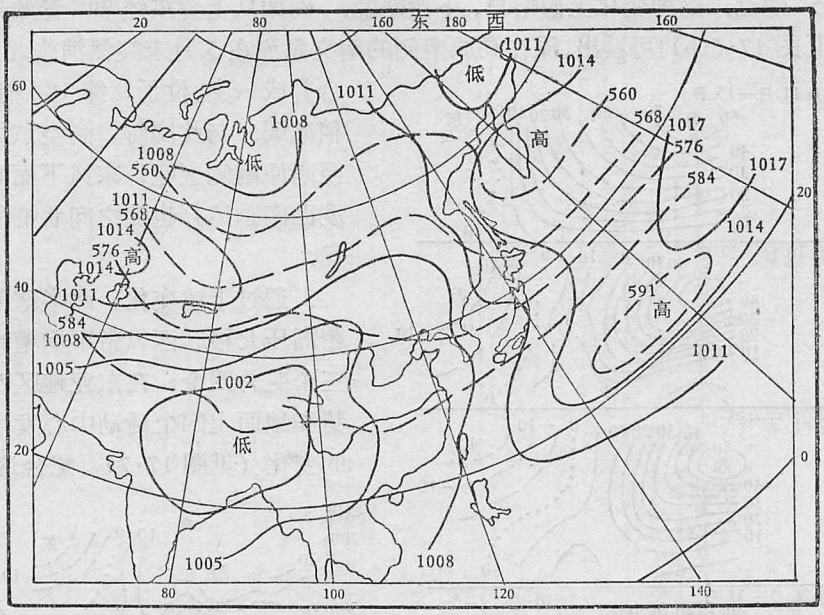


图 17·7　初夏开始后平均 500 毫巴高度与海平面气压图
（1954—1957 年 6 月 20日—29 日平均图）

且复杂. 冷空气活动对初夏降水关系密切，但此时的冷空气和冬、春情况不同，冷高压中心南下到北纬 40° 以南者极少，多半是冷高压脊南伸，因此冷空气势力弱，过长江者不多. 夏季冷空气活动次数并不少于冬季，特别华北地区冷锋活动较多，江南较少. 有时在西北地区，由于冷空气的活动会引起局部阵雨或雷雨，有“夏季西北寒潮”之称. 冷空气入侵华中时，除冷锋形势外，尚有低空冷涡、切变线和地面气旋波出现，在我国东部一般能引起雷阵雨或暴雨. 此外，初夏冷空气南下的间歇期间，西北大陆有时有热低压出现，在华南海上及沿海地区可有热带天气系统（台风、东风波等）的活动.

继“六月突变”之后，于 7 月上、中旬高空急流再一次发生明显变化，主要是东亚大陆和日本上空的急流进一步北撤至北纬 45°—60° 之间，强度再次减弱，达到一年中最弱的程度. 与此同时，北半球大范围环流呈现典型稳定的夏季型式. 在东亚，西太平洋高压脊发生一次明显的北跳，在海上脊线可北伸至日本（北纬 35°—40°），在我国大陆上脊线也达北纬 30° 附近，在青藏高原及其以东的华北上空可出现大陆副热带高压的独立闭合中心，由于西太平洋高压脊西伸北跳，西风带北移，冷空气明显地向北撤退，我国江淮地区和日本的梅雨过程结束，自此我国开始盛夏季节. 盛夏开始后，500 毫巴和地面的形势如图 17·8 所示，东亚大槽完全消失，地面上较低纬度两个活动中心是主要角色. 配合这种形势，夏季风在华中达到极盛，在华北开始盛行，冬季风全部退出我国大陆，此时在华南为高空东风环流控制，赤道辐合带北移至华南地区.

盛夏开始，江淮流域雨季结束后为副热带高压控制，天气酷热，如果副热带高压长时间维持可出现干旱. 在副热带高压北侧和西北侧，我国华北及东北地区南部，在连续南下的短小冷锋及东北冷涡影响下，多雷雨天气，是该地区雨季的开始；在我国南方以及整个沿海的广大地区经常受到热带天气系统的影响，如台风和东风波等. 南亚的西南季风和（西太平洋副热带高压西伸北进而带来的）东南季风之间的辐合带在 7—8 月间向西移动，

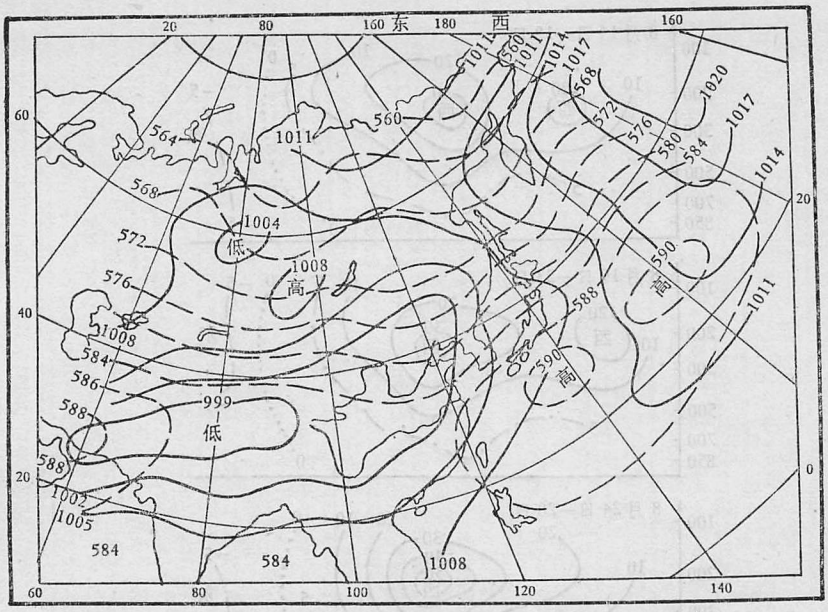


图 17·8　盛夏开始后平均 500 毫巴高度和海平面气压图
（1954—1957 年 7 月 20 日—29 日平均图）

因之在我国西南地区伴随着辐合带而出现丰沛的降水．此外，盛夏我国冷空气活动达到一年中最偏西、偏北的部位，内陆热低压范围向北、向东扩大也是明显的特征，但有时在我国西部地区会出现较明显的冷空气活动，地面锋和相应的雨区呈南北向由华西向东移，使我国广大地区出现大一暴雨天气．

三、秋季来临时的特征

如图 17·9 所示，8 月末 9 月初，南支急流强度显著加强（由 30 米/秒增至 50 米/秒），并开始向南扩展，中心位置基本未变，维持在北纬 40° 附近，高空东风开始南移．与这种变化相配合，北半球大范围环流型开始向冬季过渡．东亚沿岸平均槽在东经 130° 附近开始建立，副热带高压势力减弱并开始自盛夏的最北位置南撤，脊线南退至北纬 25°—30°，海上中心则向东南移．这种变化在上游青藏高原附近则不甚明显，高原基本上仍维持着夏季的反气旋环流．配合高空西风急流的变化，高空水平环流尽管有上述一些变化，但变化的程度远不如地面突出，在地面主要表现为北方冷空气重新南下的过程．此时冷高压再度活动于蒙古人民共和国边境地区，冷空气路径开始偏东，这样冷空气可以较迅速的控制我国大陆大部分地区．与冷高压建立的同时，大陆上热低压及南方热带系统基本上消失．因此，当 9 月西风急流加强时，一般都对应地面一次冷高压活动，自此以后，冷空气活动稍多，且逐渐加强，我国开始盛行秋季天气过程．图 17·10 是秋季开始后东亚 500 毫巴和地面形势图，东亚大槽再生，地面上较低纬度二活动中心减弱，较高纬度二活动中心出现．配合这种形势，夏季风退出华北、华中，冬季风侵入．

秋季开始后由于冷空气控制我国大陆大部地区．除华西、华南外，各地区雨季基本结束．由于高空副热带高压仍维持在我国中部上空，但地面已为冷高压控制，因此下冷、上暖层结稳定，风力微弱，构成所谓的“秋高气爽”天气．但有时华中一带由于受西太平洋高

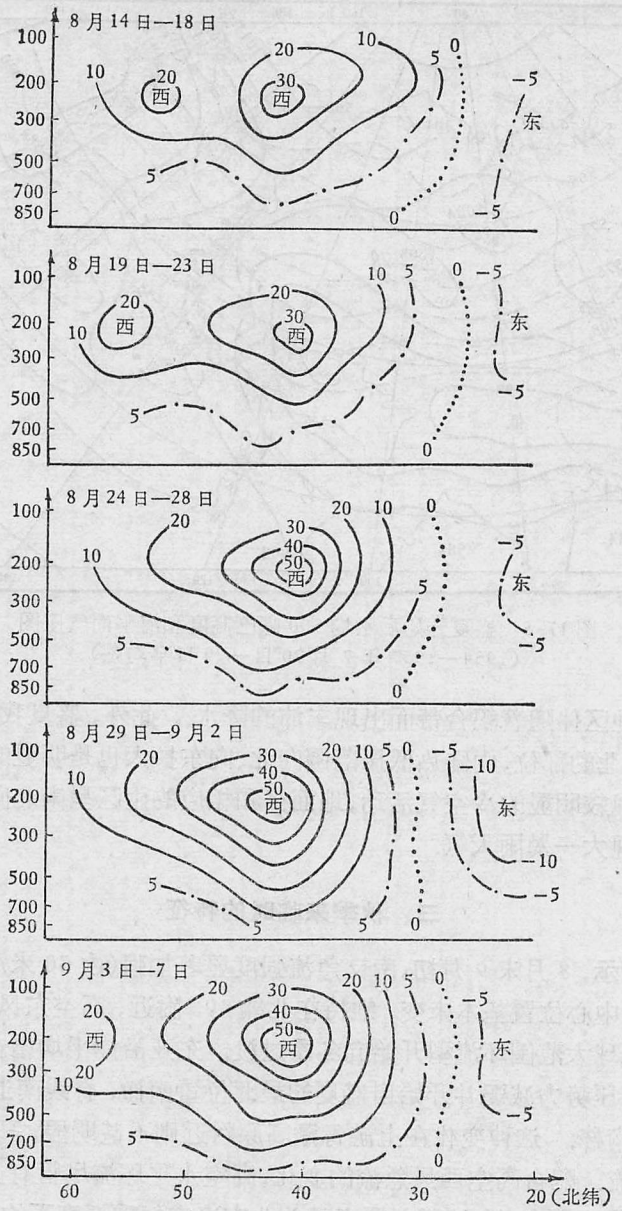


图 17·9　1957 年 8—9 月沿东经 120° 候平均纬向风速垂直剖面图

压控制，天气仍表现很热，成为“秋老虎”天气．秋季对流层锋区尚停留在北纬 40° 以北，除北方有锋面气旋活动外（东北低压常发生），在此以南是一年中气旋活动最少的季节．至于秋季寒潮天气也偶有发生，但一般不及冬季严重．华南地面有极锋活动，天气较多变化；华南及东南沿海仍有台风活动，保留夏季的特征．此外，华西秋雨也是秋季天气特点之一，秋季建立后降水即开始，到秋季结束初冬建立时结束，华西地区连绵阴雨．

四、冬季来临时的特征

如图 17·11(a) 所示，10 月中旬高空西风带开始明显向南扩展，东风带向南撤退，南

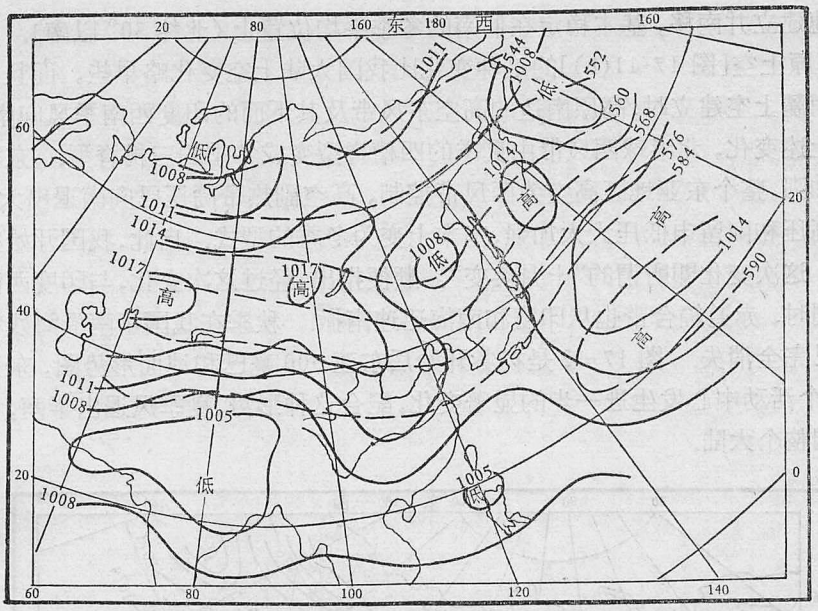


图 17·10　秋季开始后平均 500 毫巴高度和海平面气压图(1954—1957 年 9 月 8—17 日平均图)

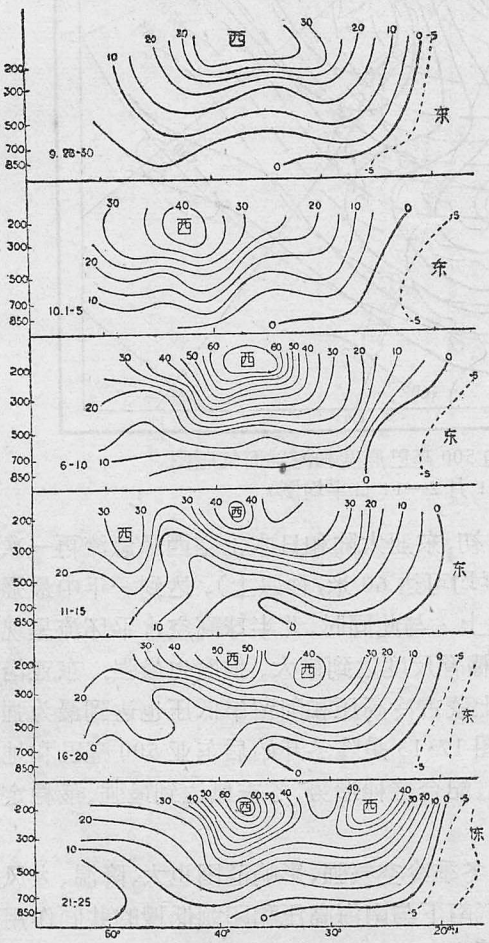


图 17·11(a)　1956年 9—10 月沿东经 120° 候平均纬向风速垂直剖面图

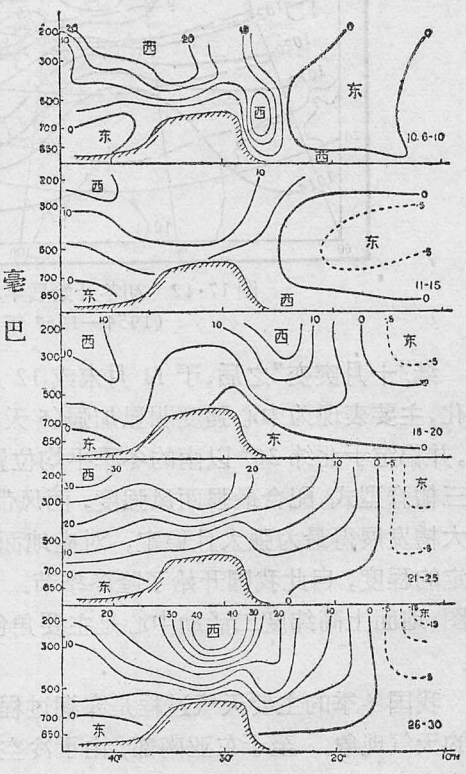


图 17·11(b)　1956 年 10 月沿东经 90° 候平均纬向风速垂直剖面图

支急流迅速建立并南移，基本稳定在偏南的冬季平均位置上（北纬 30° 以南）. 上游东经 90° 青藏高原上空[图 17·11(b)]的这种变化比我国大陆上空变化略早些，而且当南支急流在高原南麓上空建立时，高原南边的高空东风带及其下面的印度西南季风向南撤退.

通过上述变化，北半球西风带由夏季的四槽脊型变成冬季的三槽脊型. 东亚沿岸平均槽明显加强，整个东亚地区高空为西风带控制，高空副热带高压已向南退出大陆，地面上蒙古冷高压和阿留申低压大大加强，基本上变为冬季的型式. 自此，我国开始盛行初冬天气过程. 这次变化即所谓的“十月突变”. 顺便指出，经过这次变化，与印度西南季风退出大陆的同时，赤道辐合带也从印度和南海迅速南撤. 秋季在我国华南沿海残存的夏季特征至此已完全消失. 图 17·12 是初冬开始后东亚 500 毫巴和地面形势图，东亚大槽加强，地面四个活动中心发生进一步的显著变化，配合这种形势，夏季风退出华南，冬季风开始控制我国整个大陆.

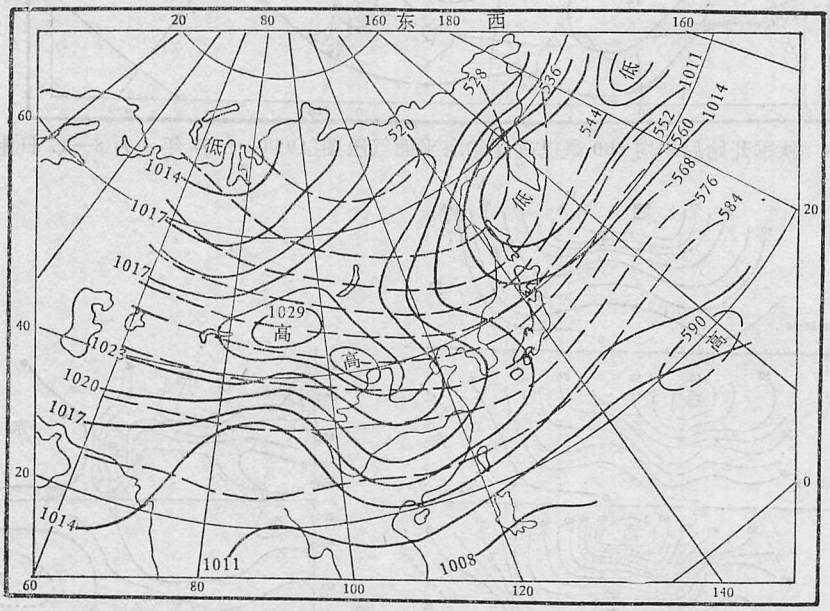


图 17·12　初冬开始后平均 500 毫巴高度和海平面气压图
（1954—1957 年 11 月 2—11 日平均图）

继“十月突变”之后，于 11 月末或 12 月初，东亚大陆和日本上空西风急流再一次发生变化，主要表现为中心强度明显加强（5 天平均可达 60 米/秒以上），达到一年中最强的程度，并稳定于北纬 30° 以南的冬季平均位置上. 与此同时，北半球高空水平环流呈现稳定的三槽脊型式，配合最强西风强度，西风带槽脊尺度达到最大，强度也最强. 东亚沿岸平均大槽发展得最为强大且稳定，对应地面上蒙古冷高压和阿留申低压也达到最为强大且稳定的程度，自此我国开始了隆冬季节. 图 17·13 是隆冬开始后东亚 500 毫巴和地面形势图，地面上高纬度二活动中心是主要角色，配合这种形势，冬季风达到最强、最稳定的程度.

我国冬季的主要天气过程是寒潮过程，冬季冷空气强，影响范围也大，降温、大风是主要的天气现象. 至于东亚南部，由于冷空气南下与南海高压和印缅低槽的共同作用可造成降水天气. 在冬季，还有寒潮间歇期（即两次强冷空气活动之间）的天气过程，这时东亚

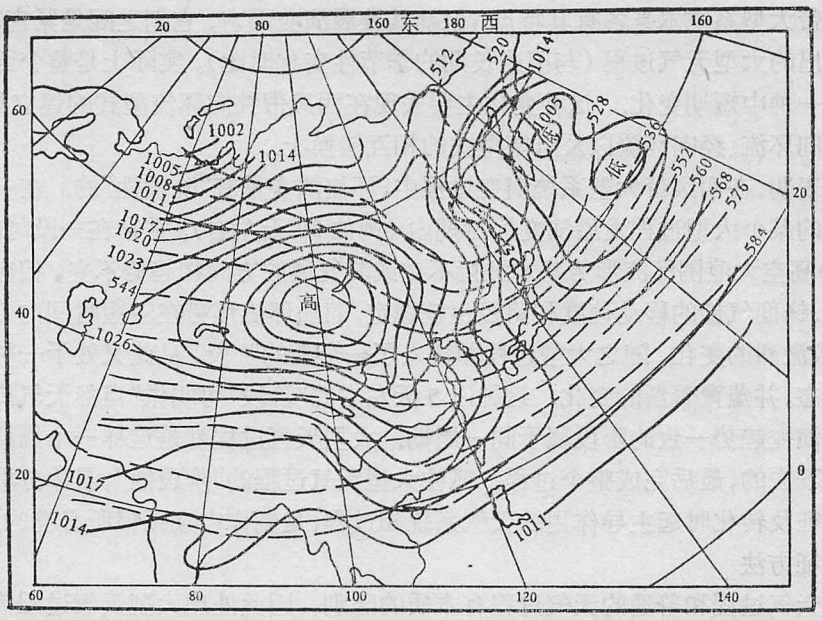


图 17·13　隆冬开始后平均 500 毫巴高度和海平面气压图
(1954—1957 年 1 月 16—25 日平均图)

上空西风环流比较平直,天气虽不剧烈,但表现为复杂多变,除华南沿海有准静止锋活动外,我国大陆上盛行西风带短波槽活动,冷空气虽不太强,但南下更为频繁. 在华北地区可产生"迴流"天气,在长江流域南北广大地区可有西风短波槽连续东移,产生降水天气. 同时,在适宜的条件下,华中地区和我国东部还可出现切变线、西南涡以及气旋发展的天气过程.

第三节　大气环流的中短期变化

一、西风带大型天气过程

1. 概述

通常所谓的"天气过程"是指气旋、反气旋这类系统移动、发展演变的过程,这是人们所熟知的. 大型天气过程则是指更大尺度系统移动、发展演变的过程. 西风带大型天气过程主要指西风急流、行星锋区、超长波和长波槽脊、阻塞形势等的移动、发展演变过程. 副热带高压和极涡的活动过程也属大型天气过程,这里只着重讨论中高纬西风带的情况.

由于所考虑的是空间尺度较大的系统,因此大型天气过程的时间间隔也相应地较长一些,所注意的地域范围也较大一些,通常应用半球范围天气图(如北半球 500 毫巴图)比较合适. 但要指出,东半球和西半球大型环流和大型天气过程之间,固然是相互联系和相互影响的,但它们之间有其相对的独立性. 东半球部分从大西洋、格陵兰(西经 30° 附近)向东至太平洋白令海峡(180° 附近)的广大地区,西半球部分则是包括北美在内的其余广大地区. 这种区域有时称为"自然天气区域". 在一个自然天气区域内,大型天气系统之间的关系最为密切,大型天气过程发展、演变的"方向"是一致的. 根据实际情况,东半球这个广大的自然天气区域有时以乌拉尔山(东经 60°)为界,再分成两个自然天气区域.

西风带大型系统本身各有其特点，但就其发展演变而言，它们之间是紧密联系的，由它们所导出的大型天气过程（与前述长期的季节性变化对比），实际上是整个西风带大范围环流的一种中短期变化．这种变化主要表现在西风带纬向环流型式的建立和破坏，或者说是纬向环流、经向环流以及阻塞型式的相互转换上．

实践表明，在西风带大型系统演变过程中，环流演变是有"阶段性"的．在一个自然天气区域内的某个大型过程发展演变的时期内（例如20天左右），常常在一段时间里（例如5天左右）高空大范围环流形势基本维持不变或其发展的方向和趋势不变，相应在地面图上冷高压、锋面气旋的移动速度和路径也较稳定，随后环流形势在较短时间内（1—2天左右）发生较激烈的变化，随之大型过程即转入了一个新的阶段，从此又处于一种新的相对稳定的状态，并蕴育着新的变化．这种以5天左右的"阶段"可叫做"自然天气周期"，普通天气过程演变趋势一致的阶段属于同一周期．大型天气过程就是这样一个周期接一个周期地发展下去的，最后完成整个过程．抓住大型天气过程的"阶段性"，具体分析每个周期的基本特征及转化时起主导作用的天气系统和过程，是制作中期预报所必需的．

2. 表征方法

大型天气过程和普通的天气过程有本质的区别，因此处理大型天气过程需要用特殊的方法．我们从日常北半球500毫巴图上，可看到西风环流经常发生着纬向—经向的变化，尽管情况复杂，但仍有规律可寻．首先是将它们各种各样的变化型式按一定原则给以概括归类，也就是用一定的方法表征大型环流的基本状态，然后再讨论其间的变化规律．表征大型环流基本状态的方法有定性的和定量的两种，无论哪一种，都该抓住基本特征，并且要简单明了．

（1）环流分型

环流分型是一种定性表征大型环流的方法，主要是按照大范围内高空行星锋区急流的位置和走向，长波槽脊的位置和发展状况以及纬向、经向环流的不同来划分．不同环流型式下盛行不同的天气过程并具有不同的天气特点．从整个北半球而言，中纬西风带一般可划分成三种主要类型．第一，纬向型（即西方型或W型）：对流层中盛行自西向东的气流，上面有小振幅波动随之向东传播．第二，经向型（即子午型或C型）：对流层中自西向东的气流破坏，出现明显的南—北向分量，有大振幅的槽脊形成．第三，阻塞切断型（即东方型或E型）：对流层中自西向东的气流完全破坏，除了明显的南—北分量之外，还出现自东向西的气流，有切断出来的（高、低压）涡旋中心形成．至于副热带地区，一般可划分成两种主要类型．其一，纬向型：高空纬向气流占优势，副热带高压呈东—西走向的带状．其二，经向型：高空经向气流占优势，副热带高压带断裂，出现孤立的高压中心．副热带环流型和中高纬西风带环流型有着密切的关联．

以上是整个半球总的环流分型．实际工作中具体的环流分型工作很多，由于目的不同，分型标准不同，结果也有差异．有的分型是根据每天天气图进行的，也有的是按平均图（如候平均图等）做出的．不论哪种分型工作，其根本原则是能较客观地、高度概括地反映出环流形势最本质的特征．但它们都是以静态的外形为主，对其间的动态联系还不够明确，对其演变的关键还反映不出来，并且在划分时尚有主观随意性．以下介绍中央气象台的一种环流分型方案做为实例．

这种环流分型根据如下几个原则：

(i) 分型范围：亚洲、西太平洋、欧洲兼顾，但以亚洲为主，并视具体情况可有伸缩.

(ii) 西风带副热带兼顾，冬半年以西风带为主，盛夏以副热带为主.

(iii) 各层环流兼顾，以500毫巴长波系统为主.

(iv) 槽脊位置和各支气流兼顾，以起主要作用的一支引导气流为主.

(v) 环流和天气区兼顾，以环流为主.

(vi) 兼顾影响我国的各种天气过程以及各地区的天气，但以影响较大范围的天气过程以及大范围灾害性天气为主.

共分十一型，以下讨论各型的基本特征.

冬半年着眼点在西风带的环流型，共可分成六型，总称为冬季型，适用于冬、春、秋季. 每型中又分两个副型，其主要区别是：第二副型的高原南支气流较明显且与北支有明显的分离，其上有小波动经过，两支气流在江南、华南一带汇合并多阴雨天气；第一副型的两支气流之间无明显的分离和汇合现象，且南支无波动. 因篇幅所限，下面只给出第二副型的图，第一副型图从略.

(i) A型（图17·14①） 平直小波动型. 东欧到亚洲范围内环流呈纬向，锋区走向与北纬45°纬圈交角小于40°，其上可有（≥6个）小波动自西向东传播；冷空气路径和地面高压轴向近于西—东方向，影响偏北并较弱；华北、东北、渤海一带可有大风区出现.

(ii) B型（图17·14②） 移动性波动型. 东欧到亚洲范围内环流呈纬向，锋区走向与北纬45°纬圈交角小于40°，其上可有较A型为大的波动（4—5个），以≥10经度/天的速度向东移动；冷空气多为西偏北路径侵入，大风区影响比A型偏南且稍强.

(iii) C型（图17·14③） 横槽型. 乌拉尔山北部有阻高或较稳定的脊. 亚洲西部（或在我国新疆、蒙古人民共和国一带）有横槽或中心气旋. 亚洲地区环流平直. 本型维持期间天气和A型相近，但它破坏时常有较强的冷空气活动.

(iv) D型（图17·14④） 一槽一脊型. 东经80°以西为长波脊，亚洲东部为一大槽. 我国北方为大范围槽后脊前西北气流控制（有时亚洲西部为西北气流，而东部为平直西风）. 西北气流上常有小波动，冷空气为偏西北路径.

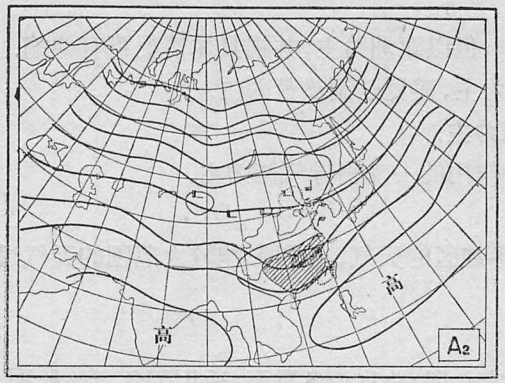
(v) E型（图17·14⑤） 西伯利亚中部东经80°—120°附近有阻塞高压维持，锋区分为两支，阻塞高压南侧一支呈纬向，有小波动和小股冷空气活动；北侧一支在阻塞高压前有较活跃的超极地路径冷空气活动，东北、内蒙、渤海一带常有大风区出现.

(vi) F型（图17·14⑥） 两槽一脊型. 长波脊位于东经80°以东，亚洲西北部为西南气流. 冷空气活动仅影响我国东部及沿海地区，并可有大风出现.

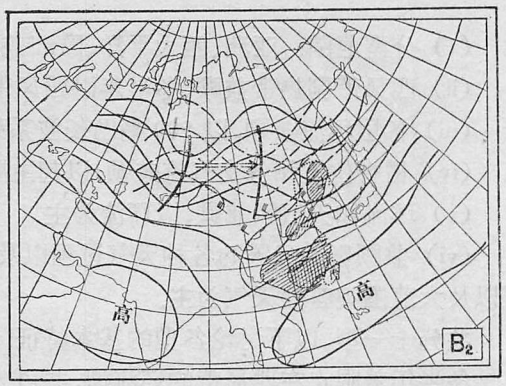
过渡季节着眼点在西风带而兼顾副热带的环流型，总称为过渡型，主要适用于初夏. 可有如下二型：

(vii) M型（图17·14⑦） 东岸槽型. 我国东北有较深的槽或低压，西风环流在阿尔泰山附近分为两支，在亚洲东海岸一带又合并. 北支较平直，南支深入副热带，西北气流可达长江流域及其以南地区，副热带高压南退，我国大部地区少雨.

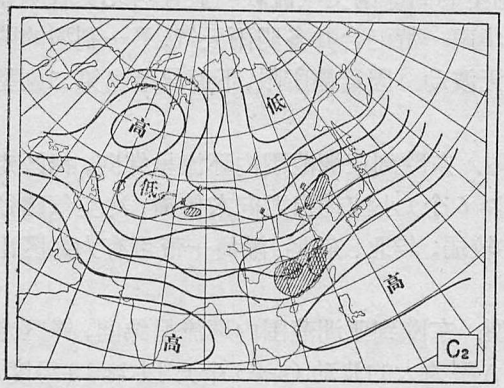
(viii) N型（图17·14⑧，⑨） 切变型. 副热带高压加强北上，但西风带势力仍较强，二者之间形成明显的切变线和雨带. 本型有两个副型. N_1型：高原南支急流已北撤，鄂霍次克海偏西部有阻塞高压或较稳定的脊，西风带呈两脊一槽型；从西伯利亚槽内和阻



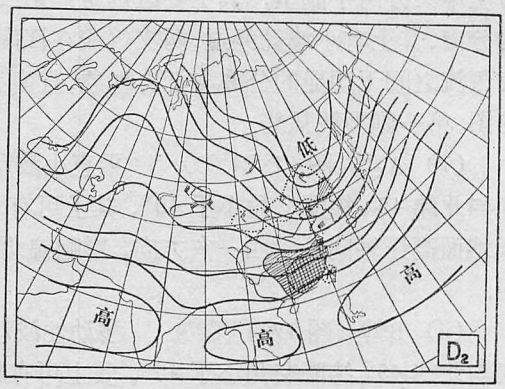
①



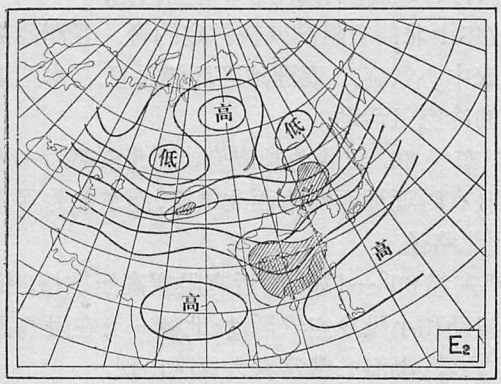
②



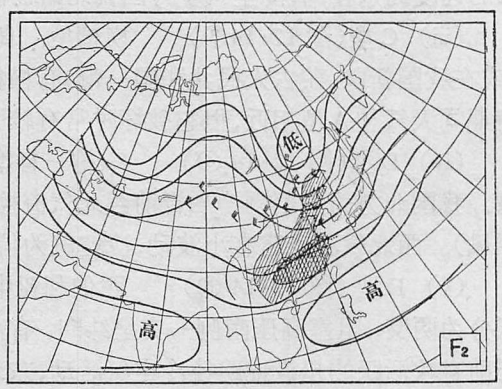
③



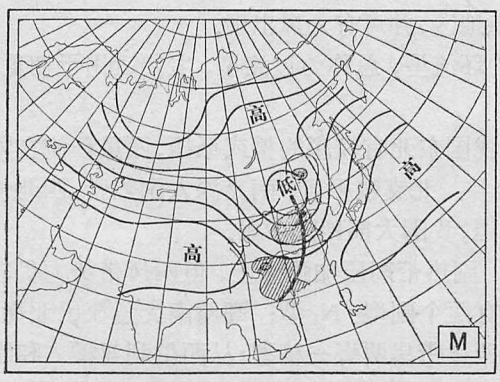
④



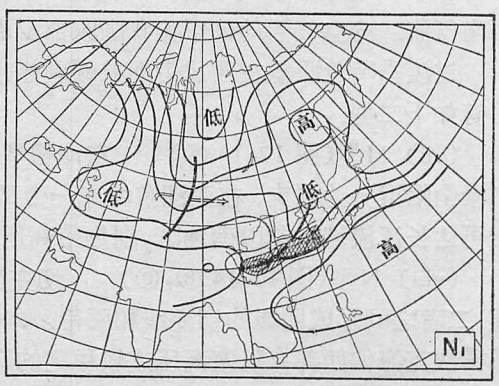
⑤



⑥



⑦



⑧

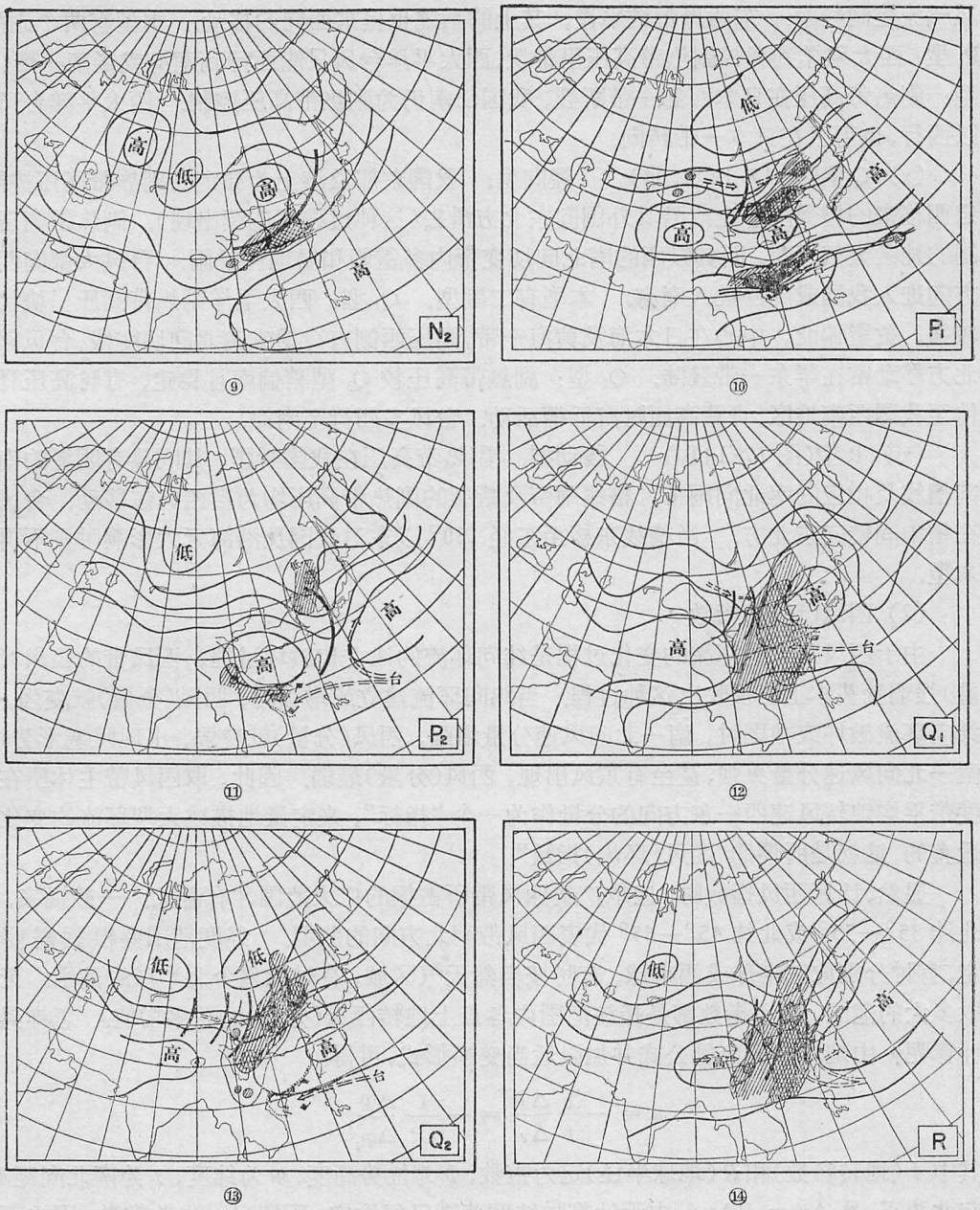


图 17·14　中央台环流分型图

塞高压东侧常有冷空气分别经我国西北地区和日本海一带南下，与沿西太平洋高压脊西侧北上的暖湿气流汇合. N_2 型：与 N_1 型主要区别是：鄂霍次克海偏西部无阻塞高压或明显的脊，可以有高原南支急流存在. 切变线和雨带形成于 700 毫巴的华北高压脊与西太平洋高压脊之间.

盛夏季节主要着眼点在副热带的环流型，总称为夏季型，适用于盛夏和秋季. 有如下三型：

(ix) P 型(图 17·14⑩，⑪)　纬向型. 副热带高压呈东西带状，脊线在大陆上，东

风气流控制华南．东西风带较平直，其上的系统也呈东西向的移动．本型有两个副型．P_1 型：西太平洋到我国副热带高压呈带状，西太平洋台风只能西行到南海或华南一带．P_2 型：副热带高压在日本西部一带断裂，我国江南仍为副热带高压控制．西太平洋台风可以西行，也可以在日本一带转向．

（x）Q型（图 17·14⑫，⑬）　经向型．我国东部及海上为稳定的副热带高压控制，自西移来的槽受阻静止或沿其外围向东北方滑去（这种过程可连续出现）．副热带高压控制的地区天气干旱，而其以西的南北向切变带内多雷雨和局地性暴雨．台风大都向西北方向进入我国或向西进入南海．本型有二副型．Q_1 型：西太平洋副热带高压呈块状并较强，位置偏北，中心在日本海及黄海一带，高压西侧有冷槽或南北向切变线．台风向西北方移动常在华东一带登陆．Q_2 型：副热带高压较 Q_1 型稍偏南且稳定，有时高压脊可伸至我国西南地区，青藏高原时有低槽活动．台风多西行至南海．

（xi）R型（图 17·14⑭）　移动型．副热带高压在我国断裂，其间具有明显的南北向槽线及相应的南北向雨带．槽线雨带及断裂的副热带高压均为自西向东移动．台风常在槽中间转向东北方．当槽线东移至东经 130° 以东对我国及沿海无大影响时则不再属本型．

（2）西风（环流）指数

由于西风带大型环流的变化过程是纬向环流的建立和破坏过程，西风带的西风（分量）强弱就基本上能反映出这种过程．当纬向环流建立或增强时，西风（分量）就变强，当纬向环流破坏或减弱时，南—北向风速分量增强，西风（分量）就变弱，出现阻塞形势时，南—北向风速分量更强，甚至有东风出现，西风（分量）最弱．因此，取西风带主体所在纬度带平均地转风速西—东方向的分量作为一个“指标”，来定量地描述大型环流的变化是适宜的，这就是所谓的“西风（环流）指数”．

显然，计算西风指数时，应取广阔西风带所占据的广大范围才有意义．一般说来，取北纬 35°—55° 或北纬 45°—65° 代表西风带南北方向的范围．经度范围要根据需要而定，有时分别取东半球或西半球，有时按自然天气区域，有时取整个北半球的范围．无论取多大的范围，西风指数都是指该范围内各点上地转西风（分量）的总平均值．怎样具体计算呢？由地转西风分量公式并加以适当变换形式，可得：

$$u = -\frac{1}{f}\frac{\Delta\Phi}{\Delta y} = -\frac{1}{fR}\frac{\Delta\Phi}{\Delta\varphi},$$

其中 f（地转参数）和 R（地球半径）定为常数，Φ 为位势高度，φ 为纬度，y 为南北向距离，向北为正，且 $\Delta y = R\Delta\varphi$．由于计算时纬度范围已经取定，所以 $\Delta\varphi$ 也为常数，因之西风指数（即上式的 u）只与 $\Delta\Phi$ 成正比．由此可知，只要把取定两个纬圈上 Φ 值的差值计算出来，再乘以常数即可得到 u 值．通常可不必乘以常数，只要求出 $\Delta\Phi$ 值就能代表西风指数．由于所求 u 值是平均值，所以在实际计算时，只要分别求出两给定纬圈上的平均 Φ 值，然后再相减就可得到所要的结果．

一般说来，在各个高度上都可计算西风指数，但通常只在 500 毫巴上计算．另外，在一年当中各个季节、各个时期，每天图上或平均图上都可计算，但在讨论大型天气过程时通常多在 5 天平均图上计算．西风指数常以符号 I 表示．

（3）经向度

根据上面讨论，很容易提出一个问题：平均地转风速南—北向风速（分量）能不能作为一个“指标”呢？回答是肯定的．根据实践经验，有时当平直西风环流破坏后，大槽大脊明显发展，南—北向风速分量变大，但在整个区域内全风速很强，因此，西风指数并不减弱；或者有时当阻塞形势建立后，由于其相邻地区大槽明显加深，使得西风指数也不减弱．在这些情况下，单西风指数就不再能充分反映大型环流的实际情况，此时以“经向度”来定量表征是必要的．由地转风南—北向分量公式并加以适当变换形式，可得：

$$v = \frac{1}{f}\frac{\Delta\Phi}{\Delta x} = \frac{1}{fR\cos\varphi}\cdot\frac{\Delta\Phi}{\Delta\lambda},$$

其中 x 为东西向距离，向东为正，且 $\Delta x = R\cos\varphi\cdot\Delta\lambda$，$\lambda$ 为经度．如果取定某一纬圈（φ 为常数），并固定经距 $\Delta\lambda$（如取 15 个或 10 个经距），则 v 只与 $\Delta\Phi$ 成正比，v 或相应的 $\Delta\Phi$ 就是所谓的“经向度”．具体计算时，由于所取地区内向北（正）和向南（负）的分量往往同时存在，当取它们的平均时，最后数值（由于正负相抵消）必定很小．为了表示得更清楚，常取“绝对值”，即在某一纬圈 φ 上，取各个固定 $\Delta\lambda$ 的 $\Delta\Phi$ 的绝对值，然后再把它们相加，可得整个范围内的经向度值．经向度常以符号M表示．M的表达式为：

$$\mathrm{M} = \sum\left|\Delta\Phi\right|_{\varphi}.$$

至于所取计算M的范围，一般和计算 I 者相同．另外，为了更准确些，在计算M时，可同时计算二或三个纬圈上的数值，最后取其平均值，可做为整个范围的经向度．

显然，经向度可表征广大地区内大型环流南北向发展的程度，它常常与西风指数同时应用．

3. 大型天气过程实例

为了对西风带大范围环流变化过程有一具体认识，现举几个实例如下：

（1）阻塞形势后退过程

（i）西伯利亚东北部阻塞形势的建立过程：

一般情况下，阻塞高压的建立总是从南部先有强烈的暖平流向北扩张，而这个条件在冬季西伯利亚东北部不易具备，在该地区的阻塞高压大多数是从北美洲或阿拉斯加湾向西传过来的．1957 年 2 月中旬—2 月底就是具体一例[1]．在 2 月 5—10 日格陵兰东部出现一阻塞形势，下一周期它往西移至格陵兰西部和巴芬湾上空，以后在它继续维持的同时，在阿拉斯加湾上空出现一个新的阻塞高压，这个阻塞高压在下一周期向西移至西伯利亚东北部．

在这个过程当中，欧亚范围内西风指数总趋势是减小的（见图 17·15）．

（ii）阻塞高压在西伯利亚西部崩溃，在北欧建立的过程：

某地一阻塞高压崩溃，同时在其上游（西部）新生一阻塞高压，也是阻塞高压后退的一种过程．1956 年 12 月中、下旬就是一具体实例[2]．在 12—18 日，西伯利亚西部盘据着一个强大的 Ω 型阻塞形势，到下一周期，它显著减弱，但在大西洋东部有明显的高压脊生成，最后在北欧形成一阻塞形势，而原先在西部西伯利亚的阻塞形势全部崩溃消失，甚至变成一个大槽的区域．在整个过程中，欧亚大陆大型环流发生了剧烈的变化．

1）图从略，可参看天气月刊 1958 年 5 月号第 17 页．

2）图从略，可参看天气月刊 1958 年 5 月号第 18 页．

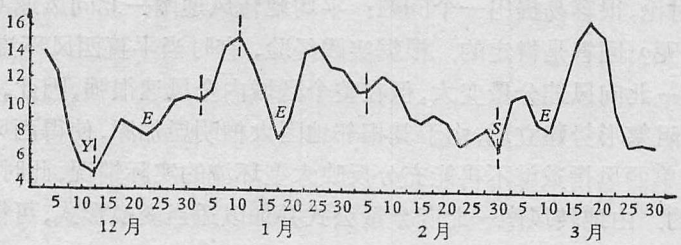


图 17·15　1956 年 12 月—1957 年 2 月东半球(东经 0°—180°)(北纬 40—60°) 500 毫巴 5 天平均西风环流指数图
(Y 表示在这个时期中乌拉尔附近有阻塞形势，S 表示西伯利亚东北部有阻塞形势，E 表示北欧上空有阻塞形势)

在这个过程中,欧亚范围内西风指数总趋势是增加的(见图 17·15).

(2) 大西洋、太平洋高压脊强烈发展以及北欧阻塞高压崩溃的过程

1956 年 12 月底至 1957 年 1 月上旬是具体一例[1]. 从 12 月底至 1 月初北欧阻塞高压达到鼎盛时期,但在 1 月 2—6 日,上游环流发生了明显的变化,主要是北美大陆上的大槽向东移至大西洋西部海上,且大大加深,使大西洋上空的基本气流由偏西变成偏西南,出现强烈的暖平流. 随着上游的这种变化,北欧的 Ω 形势也向东移动并大大消弱,到下一周期,大西洋上已建立起一个强大的长波脊. 需指出,在上述过程发生的同时,1 月初在太平洋北部也有一高压脊强烈发展,到 1 月11日两大洋上的高压脊在北极上空联结起来,北极地区由原来一片连续的低压区向反气旋性转变,极涡分裂为两个中心,并分别伸向亚洲和北美东部大陆.

这个过程可以说是整个半球范围内的大型环流变化过程. 由于两大洋上高压脊强烈发展,使它们下游北美及欧亚大陆的环流发生了剧烈的变化(特别是原来北欧 Ω 形势,由于上游大西洋高压脊的发展而迅速崩溃东移消失),结果使得北半球长波槽脊位置调整到和冬季平均图比较接近了. 随着北半球大形势的转变,在东亚和北美大陆上先后各发生一次寒潮爆发过程(东亚在 1 月 10—12 日,北美在 1 月 13—14 日). 在这个过程中,亚欧范围内西风指数总趋势是增加的 (见图 17·15),而经向度的变化如图 17·16 所示,在较高纬度 (北纬 55°) 总趋势是增大的,在较低纬度 (北纬 35°) 是减小的,二者基本上呈相反的趋势.

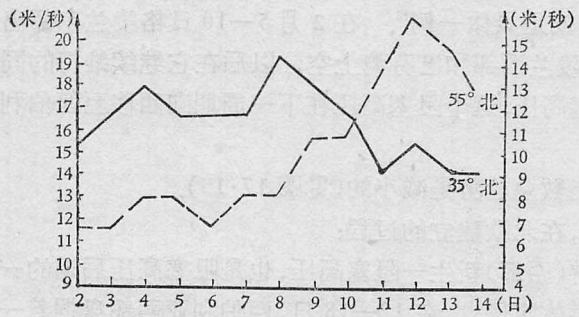


图 17·16　1957 年 1 月 3—14 日 300 毫巴沿纬圈平均的 $|\bar{v}|$ 曲线
[实线(北纬 35°)对应纵坐标右侧一列数值,虚线(北纬 55°)对应左侧一列数值,$|\bar{v}|$ 为每天地转风南北向风速绝对值沿纬圈的平均值,即经向度]

(3) 1956 年 2 月的过程

(i) 前半月大西洋和乌拉尔山 Ω 形势维持,东亚平直西风波动过程:

2 月上中旬在大西洋和乌拉尔山有阻塞形势稳定维持 [见图 17·17 和图17·19(a)],在欧洲和东亚沿岸各有大型低压中心(欧洲为切断低压),亚洲大陆上气流平直. 由于这种形势的长

1) 图从略,可参看天气月刊 1958 年 5 月号第 18 页.

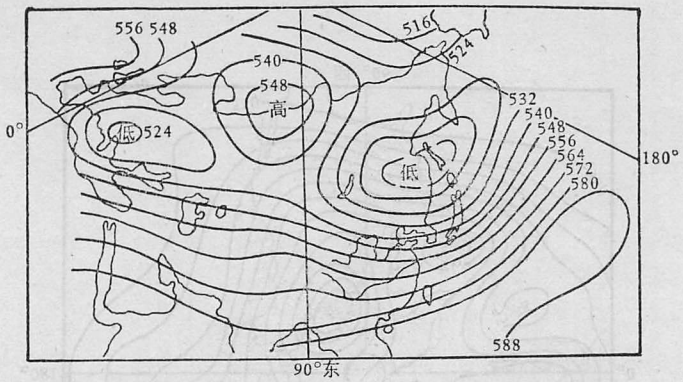


图 17·17　1956 年 2 月 1—15 日 500 毫巴平均图

时间维持,造成了欧洲和东亚天气的反常. 在欧洲, 由于冷低压的长期控制, 出现了百年来罕见的奇冷天气. 在东亚,由于气流较平直,除 2 月 8—10 日有一次弱冷空气入侵我国西部以外,整个大陆天气温暖, 冷空气势力很弱. 配合平直西风气流, 在 2 月 1—15 日亚洲西部曾有四个气旋系统向东移至我国西部边境,至青藏高原后有填塞减弱趋势,但高层仍有冷槽越过高原东移影响我国(图 17·18).

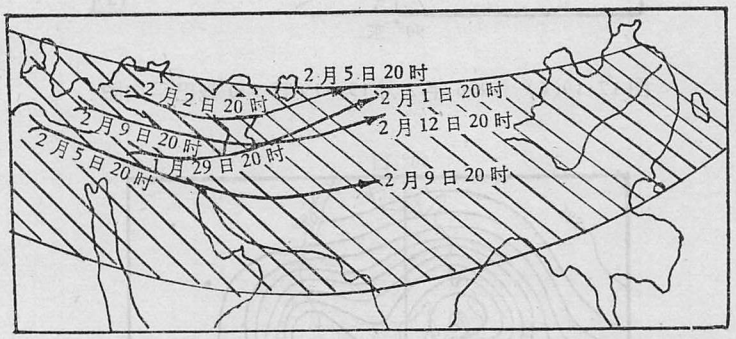


图 17·18　1956 年 2 月 1—15 日亚洲西部及中部四次气旋活动路径图
(斜线区为高空槽影响范围)

(ii) 后半月大西洋和乌拉尔山 Ω 形势崩溃,东亚寒潮爆发过程:

上述过程直到 2 月下旬发生了大变动,随着大西洋和乌拉尔山 Ω 形势的崩溃,于26—29 日东亚爆发一次强寒潮过程. 结果东亚天气变冷,欧洲回暖. 其演变过程如下:

图 17·19 (a) 为经向发展明显西风指数较低的环流型式, 与前半月的型式基本上相同,是 Ω 形势维持的特点, 北半球上共有四个长波系统. 到 20—24 日 [图 17·19(b)], 乌拉尔山的 Ω 形势开始衰退,阻塞高压向南退却强度大大减弱,但大西洋的 Ω 形势却达到最强程度. 在 25—29 日 [图 17·19(c)], 环流形势发生强烈的变化. 阻塞切断系统已不复存在,同时从大西洋到亚洲东海岸的长波系统发生了显著的东移(例如原在东经 10° 附近的长波槽此时东移至东经 50° 原来阻塞高压位置上, 原在东经 50° 的长波脊此时东移至东经 100° 附近);西欧和大西洋上变成了较平直的西风环流,与此同时东亚上空变成明显的西北气流, 于 26—29 日出现一次强寒潮天气. 在这种变动过程中, 半球范围的西风指数是显著增大的,长波系统由四个开始变成三个. 经向度的变化如图 17·20 所示,较高纬

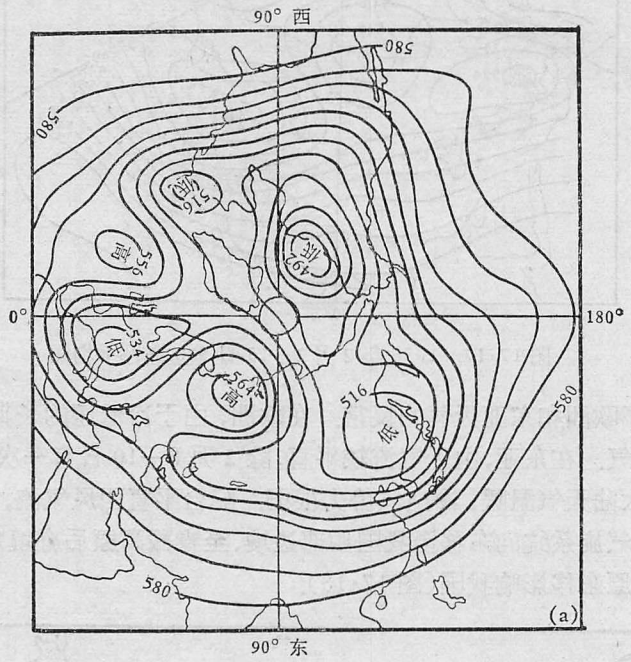


图 17·19(a)　1956 年 2 月 15—19 日 500 毫巴平均图

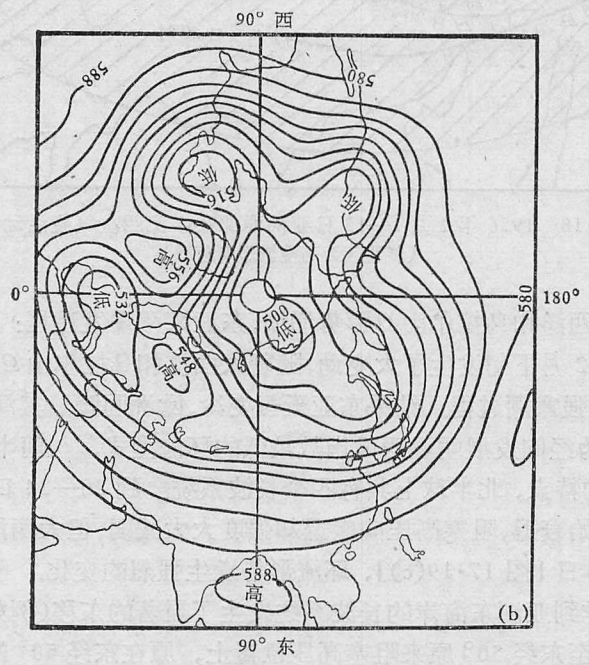


图 17·19(b)　1956 年 2 月 20—24 日 500 毫巴平均图

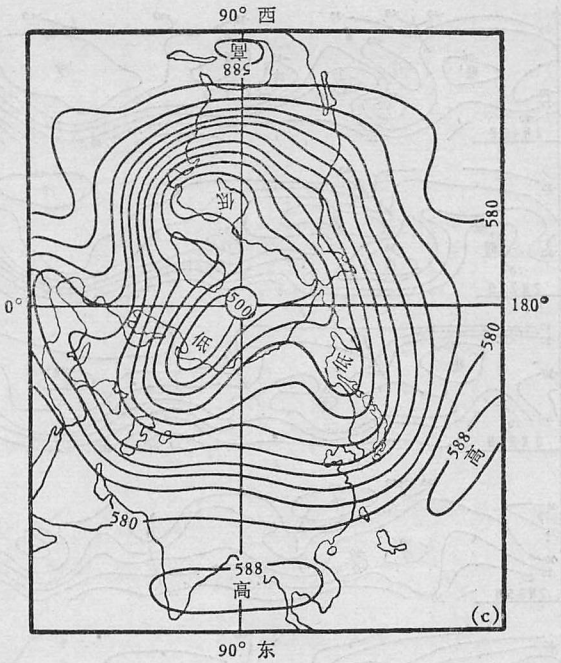


图 17·19(c)　1956 年 2 月 25—29 日 500 毫巴平均图

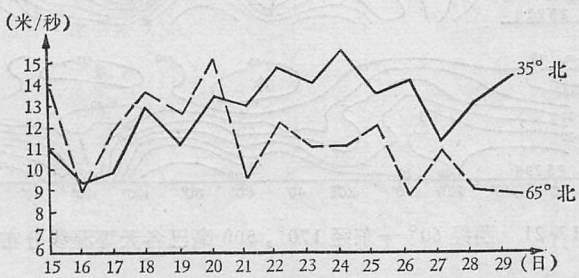


图 17·20　1956 年 2 月 15—29 日 300 毫巴沿纬圈平均的 $|\bar{v}|$ 曲线

度(以北纬 65° 为代表)经向度从 20 日以后总趋势是减小的，较低纬度(以北纬 35° 为代表)总趋势是增大的，二者基本上呈相反的趋势.

关于上述大型环流变化以及东亚寒潮爆发过程主要特征还可参见图 17·21. 该图表示 2 月 19—29 日大西洋及欧亚范围内每隔48 小时的 500 毫巴等温线分布图. 我们特别注意 19 日北纬 75° 以北格陵兰东岸(西经10°)的小冷槽，它从北极伸展至大西洋阻塞高压北部西风急流里，随着它的加强东移，破坏了乌拉尔山的阻塞高压，到 27 日它变成东亚沿岸的一个主槽，它就是这次寒潮过程的直接影响系统. 另外，23 日斯堪的纳维亚半岛西北方(经度 0°，北纬 75° 附近)又有一个从北极伸展出来的小冷槽，它随着上述小冷槽的东移发展也东移发展，至 27 日，它已移至东经 50° 且变成一个长波槽了. 与此同时，大西洋的阻塞高压向东推进强度消弱. 因此，这两个小冷槽的出现、移动和发展对 2 月下旬大范围环流形势的改变起着很重要的作用.

上述大型环流变化过程在冬季是有代表性的，与之类似的例子不少. 根据经验，这类

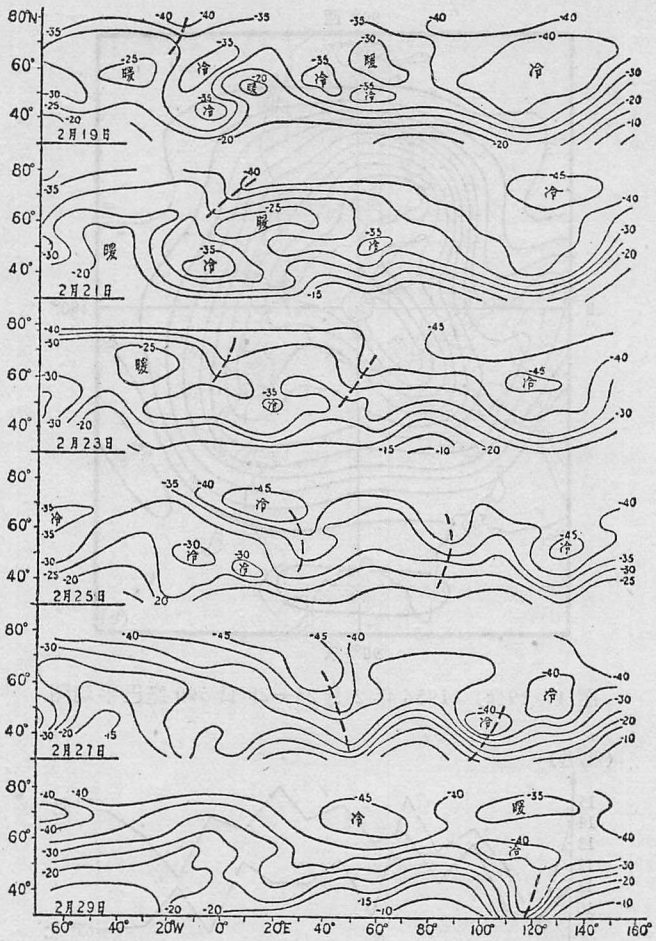


图 17·21　西经 60° —东经 170°，500 毫巴各天等温线分布图

大型过程大多开始于大西洋上，除了注意大西洋暖高压脊（或阻塞高压）的发展变化外，还要特别注意格陵兰北极地区急流（锋区）上有发展前途的小冷槽的出现．这种条件具备后，一般说来，约10天以后东亚将有一次寒潮过程，欧亚大型环流发生一次剧烈的变动．

二、指　数　循　环

1. 指数循环的概念及其一般特征

在上一节讨论西风带大型天气过程时已经表明，伴随着大型天气系统或大型环流的演变，西风带气流或者由纬向型转为经向型甚至阻塞形势，或者相反，由经向型（或阻塞形势崩溃）转为纬向型．对应前者，西风指数是由高值转为低值，对应后者则是由低值转为高值．因此，西风环流型的转换也就是西风指数的变化．纬向环流型也叫高指数环流型，经向环流型（或阻塞形势）也叫低指数环流型．由于西风带环流总是由纬向型→经向型（或阻塞形势）→纬向型→……循环往复地变化着，因之相应的西风指数也总是由高值→低值→高值→……循环往复地变化着，我们称这种变化过程为“指数循环”．显然上节举出的每一大型过程实例仅仅是“指数循环”中的某一阶段；或者指数由低变高，或者是由高

变低，或者是持续低指数或高指数．因此，“指数循环”是一种时间阶段更长、含义更为广泛的大型过程．

指数循环过程固然是西风气流纬向和经向之间的转换，但从西风急流着眼的话，它表现为急流向南扩张以及向北“收缩”的交替过程。当急流向南扩张时（此时常伴随着长波槽发展加深，振幅加大）西风指数减小，当急流向北“收缩”时（此时常伴随着长波系统减弱，振幅减小）西风指数增大，急流向南扩张是急流一种实际的连续向南移动的过程，急流向北“收缩”则不是急流真正的自南向北移动，而是原来急流向南移去之后，并逐渐减弱“消失”，在高纬极区又重新生成一支急流，之后这新生急流又向南移．这种过程不断进行，从形式上看好象是同一急流在不断地扩张和收缩，实际情况则不然．因此，注意高纬极区新生急流（锋区）的出现及其活动是相当重要的，因为它预示着大型环流可能发生转折．

“指数循环”过程在指数（随时间变化的）曲线上表现得很清楚．根据需要，可以从每天图上，可以从候平均图上，也可以从月平均图上计算西风指数．在一年中计算1—12月各月月平均指数，绘出指数曲线可表示月平均西风强度的年变化，如图17·22所示，曲线近似呈V形，即冬季指数高，夏季指数低，春秋季处于过渡状态．在一年各月中，计算每5天平均指数，并绘出指数曲线，可表示候平均西风强度的连续变化．图17·15就是这种指数曲线．在讨论大型环流变化以及一般所谓的指数循环过程时，常用这种曲线做为一种工具．候平均指数曲线与月平均指数曲线的关系如图17·22所示，前者以后者为背景，是以后者为“平衡”位置的“振动”．至于每天的指数曲线，则是以候平均指数曲线为背景的．

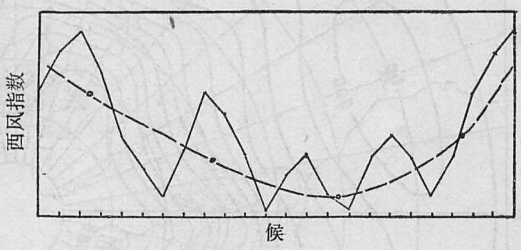


图17·22　月平均（虚线）和候平均（实线）指数曲线示意图

一般所谓的“指数循环”是非周期性的“循环”过程，一个“循环”大约为3—8个星期不等．一般说来，冬季周期长一些，高低指数之间的变化幅度也大一些，指数循环比较明显；夏季相反，周期短一些，高低指数之间变化幅度也小一些，指数循环比较不明显．根据1961—1964年欧亚地区的候平均指数曲线情况来看，一个“循环”（即由高—低—高或低—高—低）平均长度为5.5候，最长者为9候，最短者为4候，这几年中出现最多的是5候一个“循环”，最少的是7，8，或9候一个“循环”．这些统计结果仅供参考．

如果在实际工作中制作候平均指数曲线并与大范围天气图相结合考察它的连续变化，特别是根据指数变化具有“持续性”的特点，估计大型环流未来变化的趋势，会有一定的帮助．

2．指数循环各阶段的天气学特征

对于一个“循环”而言，可分为四个阶段，即：高指数阶段、指数减弱阶段、低指数阶段和指数增强阶段．各阶段中高空和地面的主要特征如下：

（1）高指数阶段（图17·23）

（i）海平面上西风强，西风位置比平均位置偏北，高空西风波动波长长．

（ii）海平面气压系统长轴呈东西向，高纬地区气旋活动强．

（iii）高纬度高空南北向温度梯度大，南北气流交换少，相应的地面锋系也呈东西向，

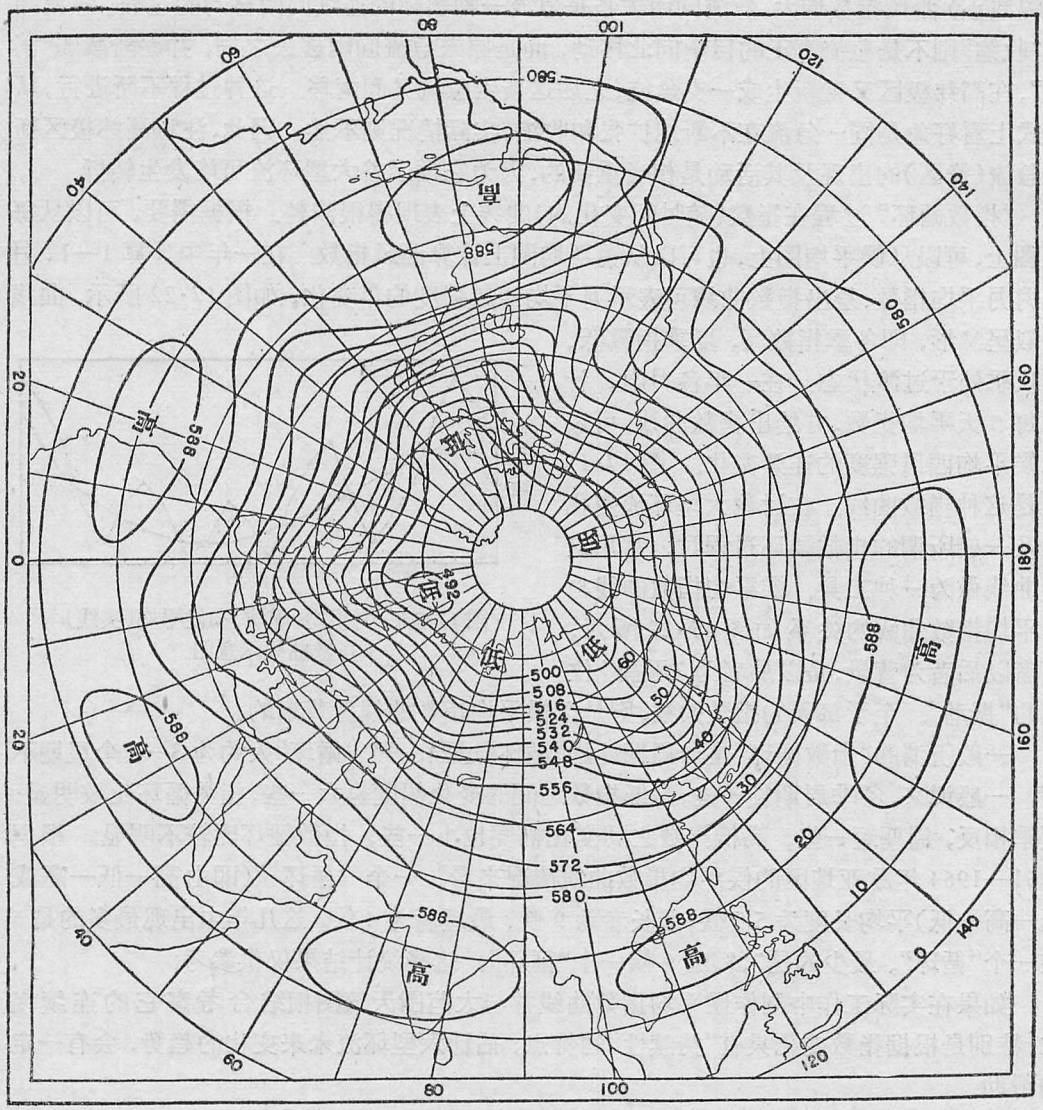


图 17·23(a)　1951 年12月 9 日 23 时 500 毫巴图

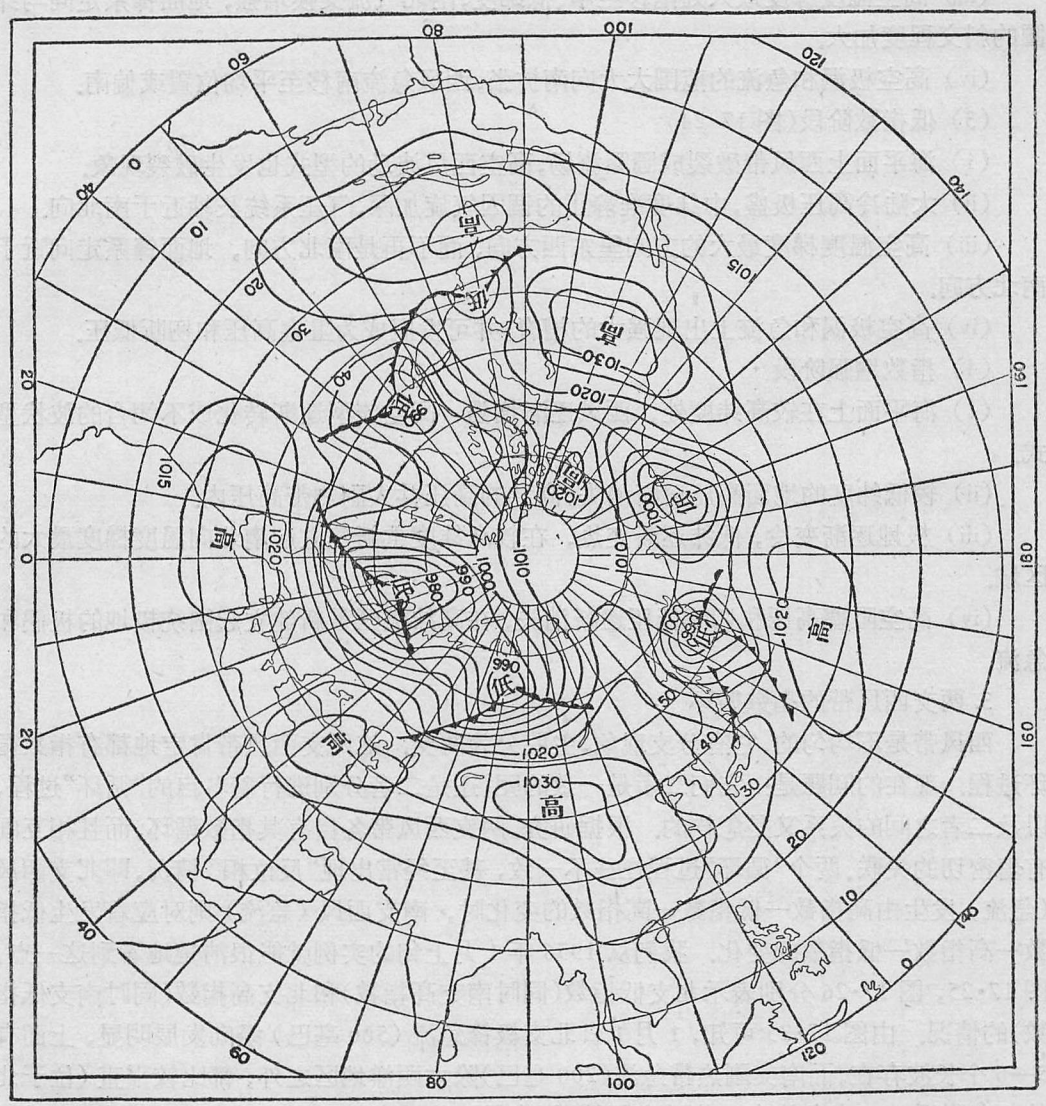


图 17·23(b)　1951 年 12 月 9 日 20 时地面图

并位于偏高纬度.

(iv) 高空极涡和急流强度增强,但位于平均位置以北.

(2) 指数减弱阶段

(i) 地面西风带南移,风力变弱,高空西风波动波长缩短.

(ii) 大陆冷高压加强,中纬度气旋活动加强.

(iii) 高空温度梯度最大处南移至中、低纬度,南北气流交换增强,地面锋系走向与纬圈的斜交程度加大.

(iv) 高空极涡和急流的范围大大向南扩张,西风急流南移至平均位置或偏南.

(3) 低指数阶段(图 17·24)

(i) 海平面上西风带破裂成圆圈流场,高空西风波动的型式也发生破裂现象.

(ii) 大陆冷高压极盛,中纬度准静止的锢囚气旋加深,气压系统长轴近于南北向.

(iii) 高空温度梯度最大的方向呈东西方向,而不再是南北方向,地面锋系走向近于南北方向.

(iv) 高空极涡和急流上出现强大的槽脊,并可发展成为阻塞高压和切断低压.

(4) 指数增强阶段

(i) 海平面上在较高纬度处,西风逐渐增强,高空流型逐渐转化成不闭合的波状型式.

(ii) 较低纬度的地面高压逐渐消失,高纬的高压并入副热带高压内.

(iii) 极地逐渐变冷,低纬逐渐变热,在较高纬度重新建立起南北向温度梯度最大的区域.

(iv) 高空阻塞高压和切断低压逐渐消失,在高纬极区重新建立起围绕极地的极涡和急流.

3. 两支西风带的指数循环

西风带是不均匀的,它有分支现象,主要分为两支. 这两支西风带肯定地都有指数循环过程. 现在的问题是: 它们二者是一致的呢,还是二者分别进行着各自的"循环"过程,以及二者之间的关系又是怎样的. 根据研究,两支西风带各自有其指数循环,而且相互间有着密切的关联.两个"循环"过程往往不一致,甚至经常出现"反位相"情况,即北支西风(急流)发生由高指数—低指数—高指数的变化时,南支西风(急流)则对应着发生低指数—高指数—低指数的变化. 我们从 1956 年 1 月上旬的实例就能很清楚地看到这一点. 图 17·25, 图 17·26 分别表示北支低指数(同时南支高指数)和北支高指数(同时南支低指数)的情况. 由图 17·25 可知, 1 月 1 日北支极锋急流 (500 毫巴) 经向发展明显,上面有 5—6 个长波存在,而南支副热带急流(200 毫巴)除大西洋地区之外,都比较平直 (位于北纬 30° 附近),二支急流在一些地方很接近,在另一些地方离开的很远. 由图 17·26 可知, 1 月 7 日北支极锋急流(500 毫巴)变得平直,且收缩偏北,尤其在大西洋上,欧洲东北部,亚洲西北部最偏北. 而南支副热带急流(200 毫巴)变得很弯曲,有些地方向北挺进很多,且与北支急流接近重迭.

另一个问题是,西风带和它北面的极涡以及南面的副热带高压有着密切的联系. 因此,西风带的指数循环必然和极涡、副热带高压的变化有关联,特别是北支西风(急流)和极涡之间,南支西风(急流)和副热带高压之间更有着直接的关系. 现在的问题是,当西风

图 17·24(a)　1956 年 3 月 10 日 23 时 500 毫巴图

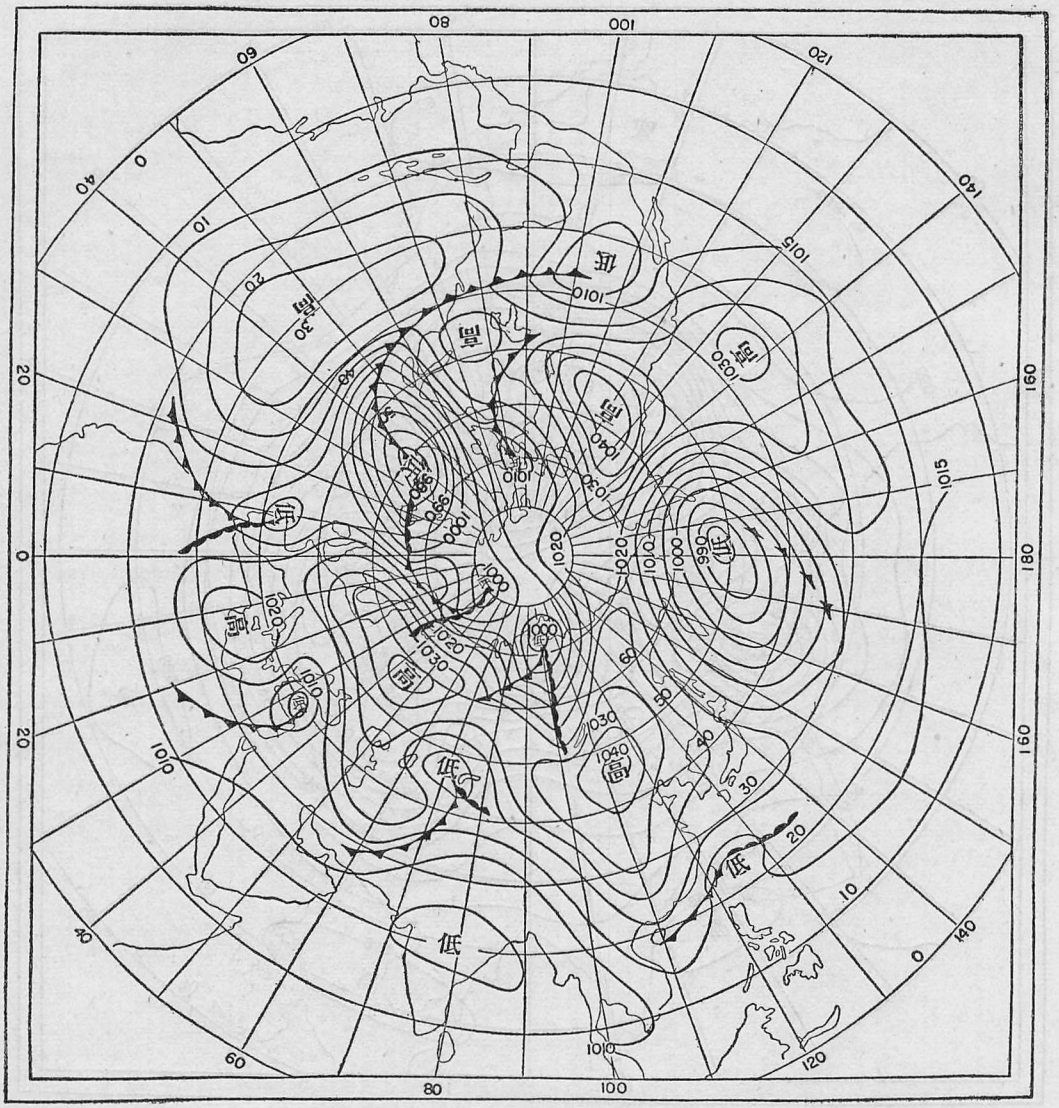


图 17·24(b)　1956 年 3 月 10 日 20 时地面图

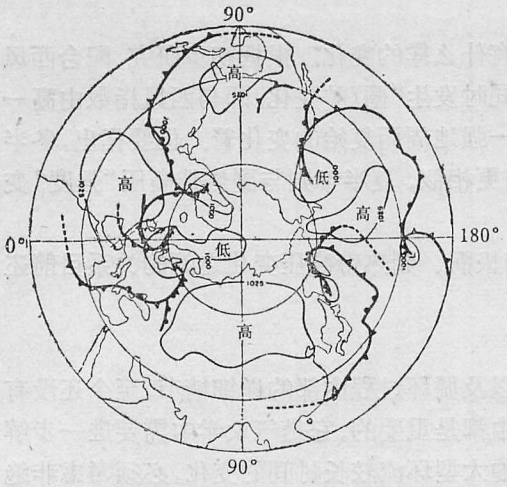


图 17·25(a)　1956 年 1 月 1 日地面图(实线为等压线)

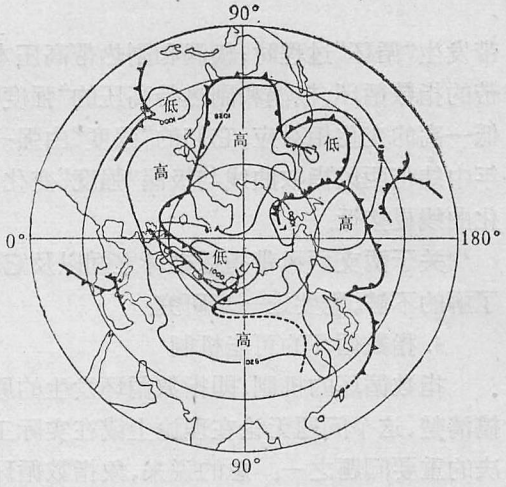


图 17·26(a)　1956 年 1 月 7 日地面图

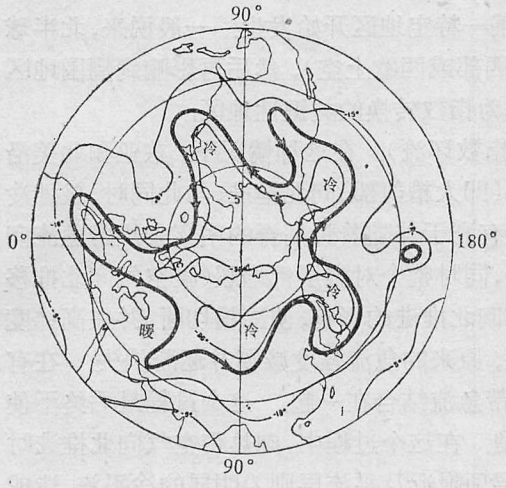


图 17·25(b)　1956 年 1 月 1 日 500 毫巴图(实线为等温线,粗线为极锋急流轴)

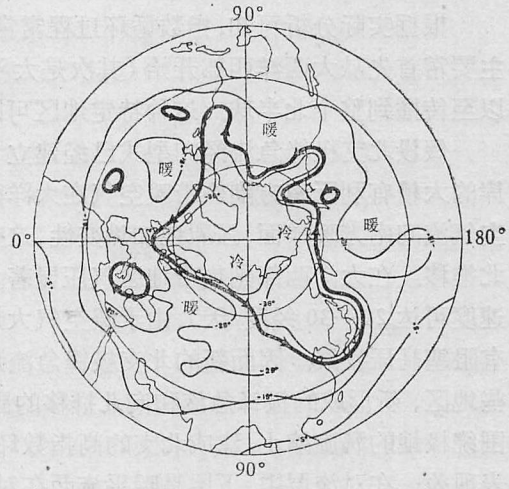


图 17·26(b)　1956 年 1 月 7 日 500 毫巴图

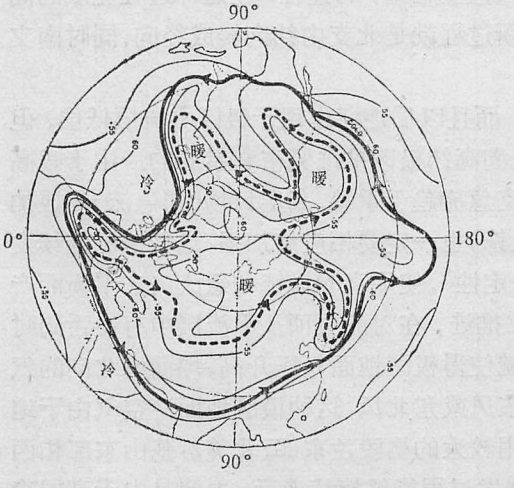


图 17·25(c)　1956 年 1 月 1 日 200 毫巴图(实线为等温线,粗线为副热带急流轴,点线为极锋急流轴)

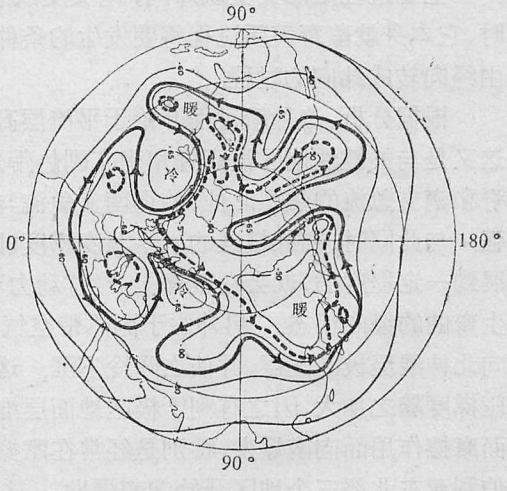


图 17·26(c)　1956 年 1 月 7 日 200 毫巴图

带发生“循环”过程时，极涡和副热带高压本身有什么样的变化．根据初步研究，配合西风带的指数循环，极涡和副热带高压的“强度”也同时发生“循环”变化，即与西风指数由高一低一高的变化相对应，它们的“强度”由强一弱一强地周而复始的变化着．但要指出，冬半年中纬带西风指数曲线与极涡“强度”变化曲线更相似，夏半年则与副热带高压“强度”变化曲线更接近．

关于两支西风带指数循环之间以及它们与极涡、副热带高压变化之间的关系目前还了解的不够，需要进一步研究．

4. 指数循环的可能机制

指数循环的机制，即指数循环发生的原因以及循环过程内部的详细情节，至今还没有搞清楚，这个问题无论在理论上或在实际工作中都是重要的，它是气象学中需要进一步解决的重要问题之一．总的说来，象指数循环这种大型环流较长时间的变化，必须考虑非绝热的作用．也就是说大气中冷、热源强度和分布的变化及其与大范围环流之间的相互作用，是造成指数循环的根本原因．

根据实际分析可知，指数循环过程常常从某一特定地区开始发生．一般说来，北半球主要常首先从大西洋西部开始（其次是太平洋西部或西欧上空），然后再影响到周围地区以至传播到整个北半球．这种特定地区可以称为指数转换的关键性地区．

假设北支极锋急流经向型式已经建立（低指数环流）．在这种情况下，东亚和北美沿岸的大槽有利于南方副热带暖空气在大洋西部（即大槽前部）向北推进，与此同时，极地冷空气流向南方暖洋面，强烈地加热变性，这些都有利于伴随着暖高脊的南支副热带急流向北推移．在大洋西部副热带地区气压显著上升，同时整个对流层都增暖（暖空气向北推移速度可达 20—30 经度/天），由于暖空气大规模向北推进的影响，使冷槽切断，并在高纬度有阻塞高压发展．因而新的北支极锋急流形成，原来的急流强度减弱并逐渐消失．在有些地区，新形成的极锋急流和向北推移的副热带急流结合在一起．这个过程最后终于使围绕极地的涡旋缩小，建成北支的高指数环流型．在这个过程中，副热带空气向北推进时表现为：在对流层中、下层是暖平流而在对流层顶附近及平流层则为明显的冷平流，造成极区高空显著降冷，使高纬极区具有副热带的特征．

上述过程是北支变成纬向，南支变成经向（甚至阻塞）的过程，在这种过程完成的同时，它本身就蕴育着新过程将要发生的条件．新过程就是北支由纬向转成经向，同时南支由经向转成纬向的过程．

根据分析，这种新过程开始于平流层高层，而且以后逐渐作用于极区平流层低层，但这又是与关键性地区暖高脊和南支副热带急流向高纬极区推进紧密联系着的．由于暖高脊和南支急流的强烈北伸，使得南支急流与北支急流趋于重叠，高层风场（即急流）明显加强．与此同时，高纬极区的水平温度梯度（即极锋）也一定要相应地加强，这种情况继续发展到一定程度后，就会在极锋上产生“动力不稳定性”，使平直的极锋和急流失去平衡而产生弯曲的经向状态．另外由于副热带空气向北推进，在对流层顶及平流层中有冷舌同时向北伸展至极区高层，并使之降冷下沉．这样就使得极区地面气压升高，地面南北向的气压梯度随之加大，因之有利于极区地面层维持东风或东北风，这种极区地面冷空气由于地面摩擦作用而向南爆发，特别是经常在摩擦作用较大的格陵兰东部，北美落基山东部和西伯利亚东北部三个地区开始向南爆发．这种爆发过程能够持续进行，主要是由于高层冷

空气不断地由极区上空下沉补充所致.

以上这整个过程完成后，北支就转成了经向，伴随着阻塞切断形势维持和逐渐消失，在南方北纬 30° 附近南支急流又重新生成和加强，但它是平直纬向型式.

上面的讨论虽然只是由天气分析得出的一种可能的机制，但它给我们一个重要的启示：与指数循环相联系的大型天气过程，是一个复杂的问题，它不仅与高、低纬之间以及上、下游之间环流的相互作用有关，而且还与高、低空（平流层与对流层）之间环流的相互作用有关. 从北半球 500 毫巴图以及 200 毫巴（100 毫巴或更高层的图）上环流的演变进行实例总结，对了解这方面的问题是必要的.

第十八章　大型环流调整和中期形势预报

预报大范围天气现象首先是预报大型天气系统或大型环流的问题，也就是说未来本地区将受什么样的大型系统控制或者本地区大范围气流将有什么明显的转变．大范围气流的明显转变就叫“大型环流调整”，由于这些大都是长波系统的转变，因之也常称之为“长波调整”．由于大范围气流状态的剧烈改变，常常导致大范围异常天气现象的出现，因之大范围灾害性天气一般是与剧烈的环流调整相联系的．

指数循环中的转折阶段就是环流调整的问题．反之，环流调整时，西风指数以及相应的环流型必然发生明显的改变．

就大型系统而言，环流调整不外乎表现为它的移动、变形、加强减弱、形成和破坏等方面，由于地球大气是个整体，各部分之间有着密切的联系，因此一个地区大型系统的这些表现可影响周围（甚至相当远的）地区，相反，周围（甚至相当远的）地区也可影响本地区．所谓周围地区主要指本地区的上游和下游以及高纬和低纬．对于东亚和我国来说，要着重注意乌拉尔山地区、欧洲，甚至北大西洋、格陵兰极区以及西南太平洋地区，同时也要注意西南亚和东北太平洋地区大型环流的变化．

本章将首先从天气图上的实际现象分别讨论西风带和副热带地区的环流调整以及上、下游效应问题，同时也适当讨论西风带和副热带环流之间的相互影响问题．最后介绍中期预报的基本思路和方法．

第一节　中高纬（北支）西风带环流调整

本节讨论的内容不仅适合于中高纬（北支）西风带，而且还具有一般意义，包括了有关环流调整的基本现象．以下将对西风带长波槽脊和阻塞形势的情况分别加以讨论．

一、长波槽脊的移动与环流调整

1. 长波槽脊移动和波长的关系

长波槽脊移动包括前进、后退和准静止（24 小时内位移 $\leqslant$ 2 个经度）三种情况．实际上长波槽脊并非正弦形，而且它的形状、振幅、轴线的方向随时在改变着．尽管如此，在日常天气图上仍可利用长波公式和静止波长公式（见第六章和第十章）估计长波槽脊的位移．只要设法得知 L_s，L 以及二者之差即可求得槽脊的移速．但要注意的是，由此得到的只是适用于所计算区域内下游的那个槽（或脊），而且仅仅是它在短时（24 小时）内的移速．这是因为实际西风 U 下的实际波长 L 和（计算出的）L_s 之间，只表示当时实际流型与准静止稳定流型之间的“瞬时偏差”．所以这个偏差只能代表未来短时（24 小时）内的情况．另外，上游系统出现变化时，它影响到下游系统也发生变化，需要 24 小时以上的时间．

根据 L 和 L_s 之间的关系，如果 $L_s > L$，可预期下游槽（脊）前进（$C > 0$），这一般是正

确的；如果 $L_s \cong L$，可预期下游槽(脊)呈准静止状态 ($C \approx 0$)，但要注意的是，如果上游槽(脊)是东移前进的话(使得下游波长缩短)，那末下游槽(脊)仍可移动；如果 $L_s < L$ (并超出 20—30 个经度)，可预期下游槽(脊)后退．但要注意的是，有时下游槽(脊)为了适应上游槽(脊)的迅速前进过程，它并不后退，因此有时应用长波公式预报槽(脊)后退时，而结果会失败．所以长波公式的实际价值在于：它能够对大多数前进槽(脊) 24 小时内的位移提供较好的估计，在多数重要情况下(而不是全部情况)，它能指示槽(脊)后退或变成准静止的可能性．

2. 长波槽和不稳定短波槽的移动

不稳定短波槽是等高线呈明显散开状，温度槽落后于气压槽，振幅小波长短的小槽．它常常沿着高空锋区(急流)自西(或西北)向东(或东南)边移动边发展，最后变成振幅大、波长长的长波槽，因此不稳定短波槽实际上属于长波的范畴．由于它的移动和发展可导致大范围环流的调整．东亚第一类寒潮就是由于这种小槽自格陵兰以东出现后，沿着高空主流向东偏南方向边移动边发展，最后成为东亚沿岸的一个强大高空槽，取代了原来的东亚大槽．这种东亚大槽的破坏和重建过程就是一种典型的环流调整过程，而上游不稳定短波槽是过程中的主要角色，因此预报长波槽时，也要注意这种短波槽．预报高空槽的移动有如下几条有用的经验：

(1) 预报上游槽的移动时，首先要看它下游“一个波长”距离处以及再下游“一个波长”距离处两个槽的移动情况．如果下游槽移速突然变慢时，上游槽也要变慢．另外还要看下游槽的发展情况，如果下游槽强烈发展时，上游槽的移速也要减慢．

(2) 当长波数目基本不变而且比较稳定时，如果发现上游一个长波槽突然移动，可预报其下游的长波槽也将相应地依次发生移动．例如发现北美东岸大槽迅速东移到大西洋上时，则下游乌拉尔山或其东侧维持的大槽也将发生明显东移，造成一次东亚寒潮天气．又如在乌拉尔山附近原维持一槽，如果自北欧北部移来一槽时，乌拉尔山槽也将随之东移．

(3) 一般情况下，如果下游一个长波槽已经维持了相当长时间(如 4—5 天)．与此同时，如上游有一个发展槽移来，那末就不要预期下游槽会很快移动，只有等到上游槽移近它达20个经度左右时，再预报它将发生移动才比较准确．

3. 长波槽脊的后退过程与发展

如前所述，当 $L > L_s$ 时长波槽脊是后退的．关于后退过程实际上可有两种情况：一是“连续性后退”，即原有的槽(脊)本身自东向西移动，这种后退过程极少见，而且后退距离也很短；另一是“不连续后退”，以槽为例，这种过程并非原有槽本身后退，而是它的上游有不稳定短波槽强烈发展，边发展边东移，在原有槽的西部发展到最大强度之后呈准静止状态．原有槽的前途有两种可能：一是它的强度不断明显减弱收缩，最后并入到上游发展槽当中去，表现出长波槽不连续后退(图 18·1)；二是它不并入到上游发展槽中去，而是保持原有性质向东移去，这种后退过

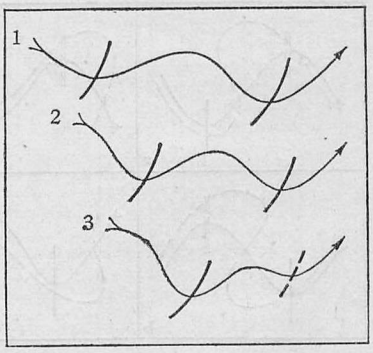


图 18·1 长波槽第一种“不连续后退”过程示意图 (1 → 2 → 3)

程实质上是使得波数暂时增加.

“不连续后退”过程是常见的. 如果在长波槽西侧有短波槽发展，可看做是长波槽将要变成准静止或后退的一种特征. 而这种发展小槽，在长波流型中发展的最常见部位是在前进长波槽的前面. 这种不连续后退实质上是与“新槽形成”有关的问题，后面还将讨论.

二、阻塞形势的移动与环流调整

1. 阻塞形势的准静止和缓慢前进

阻塞形势的移动包括前进、准静止和后退三种情况，其中准静止状态最多，这是阻塞形势本身具有的特征之一. 阻塞形势以相当慢的速度向东前进也是常见的，这种向东的移动一般和其上游的气流型式有关. 例如位于大西洋—欧洲的阻塞形势，如果它西部上游同纬度出现（扰动弱的）强纬向气流，这支气流向东到达阻塞形势附近且表现出显著的散开分支现象时，那末可预期该阻塞形势将向东移动.

阻塞形势的准静止和缓慢的前进，对大范围环流而言基本上保持稳定少变状态，至少在短时间内不会出现大型环流的剧烈调整.

2. 阻塞形势的后退过程

阻塞形势的后退是重要的，因为它往往伴随着大范围（甚至半球范围）的环流调整，同时产生大范围剧烈的天气现象. 例如北美洲的阻塞高压后退可导致北美的寒潮爆发，同样乌拉尔山的阻塞高压后退可导致中亚以及我国西部新疆的寒潮天气.

阻塞形势后退也有连续后退和不连续后退两种情况. 前者少见，位于高纬极区附近的暖高压单体以及位于较低纬度的切断冷涡往往会有短距离的连续后退现象. 后者常见，其发生的先兆主要表现在它西部系统（特别是切断冷涡所在纬度的系统）的活动性上，即当阻塞高压后退发生时，往往上游气流经向度比较大，常有一个槽（伴随着切断过程）从西部移近阻塞形势，或者阻塞高压北上到很高的纬度，而它的南部继续有低中心向东移动. 阻塞高压不连续后退具体直接的方式有两种：一种是它上游有暖高压脊并入其中，使它向西或西北方发展而表现出后退；另一种是它本身减弱消失，而在紧邻它西部上游地区新建立一暖高压. 后一种关系到阻塞高压形成建立和崩溃消失的问题，后面还要讨论.

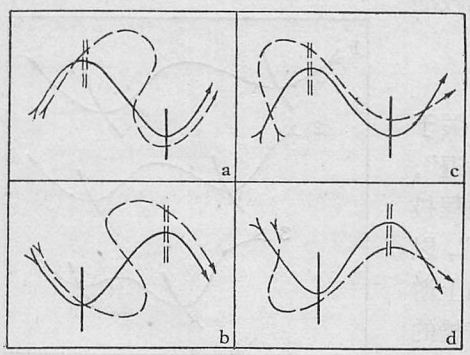


图 18·2 上游槽（脊）变形引起紧邻下游脊（槽）变化示意图
（实线为原来的流型，虚线为变化后的流型）

此外，高空大闭合低压（例如东亚大槽中的低中心）也时常发生不连续后退现象，其具体过程和阻塞高压有些类似.

三、长波槽脊的变形、削弱、破坏与环流调整

1. 槽脊线转向

一对并列的槽脊其槽脊线基本上呈南北方向，如图 18·2(a) 所示，如果上游槽的轴线突然转成东北—西南向时，下游槽往往会显著加强，甚至造成一次寒潮天气. 如图 18·2 (b) 所示，如果上游槽的轴线突然转成西北—东南向时，下游脊线往往会有相应的转向，这时在槽

的底部往往会有强烈气旋发展过程出现. 如果上游槽脊线的转向与上述情况相反时[图18·2(c),(d)],下游气流往往变得平直一些,波动振幅减小,强度也随之减弱.

另外,如果槽脊线已经构成了反常状态,如经常看到的"横槽"形势,上游脊向东北方向发展,下游槽向西伸展,这种形势可以稳定维持相当长时间. 一旦条件成熟,这种反常状态可转成槽脊线呈南北向的正常状态,即所谓的"横槽转向",并可伴随一次寒潮天气过程. 发生这种情况的直接原因是上游脊的变化(如上游为阻塞高压则表现为崩溃),但这又是由于更大范围内发生了环流调整的缘故. 因此长波槽脊轴线的显著变化(即槽脊变形)以及与之相联系的气流改变,也是环流调整的问题.

2. 长波脊(或两槽一脊型)的削弱和破坏

两槽一脊型的破坏一般有三种情况:

(1) 如果上游槽的东侧有小槽发展并向东移动,可使得下游脊破坏. 当上游槽的流线呈散开状时这种情况常见.

(2) 上游槽东侧发展出一支平直的强西南急流,这支急流向东北方向伸展,使下游脊"锢囚"导致下游脊的破坏. 当上游槽的流线呈汇合状时这种情形常见.

(3) 上游槽的移动比下游槽更快,结果两个槽最后合并,使中间的脊遭到破坏. 当二槽一脊型的振幅很大(甚至出现高压中心),而它们上游环流变得比较平直时这种情形常见.

通常由于扰动发展而引起两槽一脊型式的破坏是很多的,其大范围流型最后可有如下三种可能情形:

(1) 脊完全崩溃,最后结果是使扰动和脊都变得不清楚,整个形势变成较宽广的纬向气流.

(2) 发展着的扰动沿长波流型移动,绕过脊线与下游槽合并,在这个过程中脊只暂时的变形.

(3) 扰动发展非常迅速,当它把脊破坏后,扰动的强度仍很强,或者形成一个新的长波槽,并将下游原有槽吸收进来(与图18·1情况比较).

3. 长波槽的削弱和破坏

一个发展完好的大槽由于它本身气流场的辐散而减弱,或者由于它南、北两部分移速的不同以及大地形的影响等,都可以使它发生削弱、分裂而遭到破坏. 但从环流调整的角度而言,切断过程则是长波槽破坏的一种重要方式. 这种切断过程是大范围环流发展到一定阶段发生调整的结果,同时由于长波槽被切断后长波数目减少,相应地波长变长,使广大地区内又蕴育着新的环流调整(主要是有新的短波槽出现发展,见后面的讨论). 例如在欧洲产生切断过程后,在切断低压北侧高纬往往有一支西北—东南向强而平直的锋区(急流)出现,并且往往有自格陵兰以东移来的不稳定短波槽沿着这支锋区(急流)向下游传播,边移动边发展,最后导致东亚第一类寒潮的爆发.

长波槽的切断过程一般有两种:

(1) 反气旋性切断过程 一种情形是槽呈U形并不断向南伸展,切断前槽两侧出现显著的经向气流,槽底部可能出现小的气旋性涡旋,切断时槽的北部向前移动,槽底部形成一个准静止闭合气旋环流[图18·3(a)]. 另一种情形是槽线呈东北—西南向,且变成一个汇合槽,槽的北部向东移走,结果使之切断[图18·3(b)]. 此过程意味着在槽的

上游，高低纬之间纬向气流有显著不同.

(2) 气旋性切断过程　槽位于准静止系统(如阻塞高压)西部，槽线呈西北—东南走向，槽的南部东移，同时可能会发展成闭合气旋性环流，但槽的北部维持少动[图 18·3(c)].

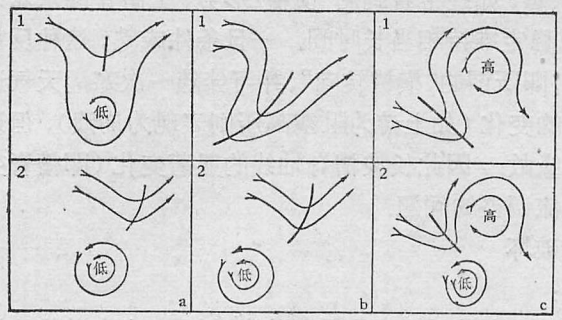


图 18·3　长波槽切断过程示意图

四、阻塞形势的削弱、破坏(崩溃)与环流调整

阻塞形势的破坏一般情况是构成Ω形势的一对切断涡旋（高、低压中心）变成槽脊. 从它们的移动和强度变化来看可有两种过程:

(1) 由于高、低压中心之一做东—西向移动，使得原来的高压中心与下游或上游的脊合并，或者原来的低压中心与下游或上游的槽合并.

(2) 由于高、低压中心之一不断削弱，并从中纬度向南或向北移去. 一般说来，高压中心可向北或向南移动，而切断低压则多向南移.

1. 冬半年阻塞高压削弱崩溃过程

从大范围环流考察阻塞形势的削弱和破坏时，本质上是环流由经向朝纬向转变的过程，如果从上游的环流特点而言，可有如下两种具体过程:

(1) 上游环流经向度变小导致阻塞高压削弱和崩溃　其基本特征是阻塞高压上游各个系统的经向度变小并变成移动性系统. 此时阻塞高压上游槽或由它分裂出来的小槽向阻塞高压侵袭，便可导致它的崩溃，并使整个经向环流减弱. 有时在阻塞高压西南方先有一个西北—东南向伸展的稳定低涡，当它蜕变为槽或者分裂出槽向阻塞高压侵袭时，经向环流也可以随着阻塞高压崩溃而减弱. 一般说来，侵袭阻塞高压并使之崩溃的小槽多半来自西(或西南)方，少数来自西北方. 它们的温压场结构有两种情况：一是温度槽振幅大于高度槽振幅，且两者位相基本一致；二是温度槽超前于高度槽，两者振幅大致相同.这两种情况的共同点是槽前都有显著的冷平流. 需特别注意，并非所有上游小槽的东移都能引起阻塞高压的崩溃，而且这类上游移动性小槽有时要不止一次地连续侵袭，最后才能导致阻塞高压的崩溃，或者当上游小槽与极地气旋性涡旋的向东南移出相联系时(即同时诱导极地冷空气向南爆发时)，才能促成阻塞高压的崩溃.

例如在乌拉尔山维持一阻塞高压，它的上游大西洋地区的环流由经向转成纬向，在这平直气流中会有短波系统迅速东移，因而使欧洲沿岸的长波槽开始分裂东移(同时在北美东岸的强大低涡也开始东移)，以后，在欧洲沿岸重建一个较为宽阔的低压槽，而原来的长波槽分裂东移，从而使乌拉尔山阻塞高压逐渐减弱. 在乌拉尔山阻塞高压削弱崩溃的同时，下游槽也开始减弱且东移造成东亚一次寒潮过程. 造成这种过程的关键是：阻塞高压上游欧洲长波槽东移时，在欧洲沿岸不能再有强大高空槽重建的过程，同时下游东亚大槽要有东移减弱的征兆出现，否则乌拉尔山阻塞高压尚能维持而不崩溃.

(2) 上游长波剧烈调整导致阻塞高压崩溃　由于阻塞高压上游发生长波调整使得它崩溃，并且在紧邻它的上游地区有一新阻塞高压生成，好象阻塞高压发生一次不连续后

退. 例如在乌拉尔山地区原来维持一阻塞高压，其上游地区发生长波调整的表现为：北美东岸大槽东移至大西洋上并趋于加强（此时冰岛西南方大西洋上有气旋生成并强烈发展，在大西洋东部和欧洲沿岸上空有强暖平流向东扩展），从而使得在欧洲沿岸逐渐建立一个阻塞高压. 这个过程导致原欧洲沿岸槽分裂，其南部有切断低涡形成，北部槽东移，这就促使乌拉尔山阻塞高压崩溃，随之下游东亚大槽也发生一次变动，导致东亚一次寒潮过程. 如果乌拉尔山阻塞高压脊线呈东北一西南向，下游为横槽型式时，由于上游长波调整而导致的阻塞高压崩溃，就是前面曾提到的“横槽转向”过程.

上游长波调整导致下游阻塞高压崩溃的过程中，一般仍可有短波槽对阻塞高压侵袭过程同时发生.

2. 冬半年各地区阻塞高压崩溃和东亚环流的关系

由于上面已经顺便对乌拉尔山地区阻塞高压崩溃及其对东亚环流的影响作了讨论，下面将着重讨论其他地区的情况.

（1）大西洋　大西洋上阻塞高压崩溃时，如果在乌拉尔山有高压脊情况下，此高压脊一般也将相应东移减弱，东亚大槽也相应变动，可造成一次东亚寒潮过程. 如果在乌拉尔山有低压槽的情况下，则对东亚（平直）环流无大影响.

（2）欧洲（大西洋）沿岸　位于欧洲大西洋沿岸地区的阻塞高压崩溃时可有两种情况. 一是欧洲沿岸阻塞高压北部东移至乌拉尔山以东，与该处的浅脊合并成经向度较大的高压，或者整个阻塞高压东移，并在乌拉尔山以东蜕变成一个长波脊，亚洲呈现“一脊一槽”型. 另一是欧洲沿岸阻塞高压后退至大西洋上，而在原地上空建立一个大槽，此时乌拉尔山同时建立一个浅脊.

（3）欧洲　位于欧洲地区的阻塞高压崩溃时，一般它是东移并蜕变成乌拉尔山高压脊，原在中亚地区的冷槽移至东亚沿岸，亚洲由“二槽一脊型”转变成“一槽一脊”型. 位于中亚的冷槽直接影响我国的天气，它的强度、发展变化、路径与欧洲阻塞高压崩溃有直接关系. 如果欧洲阻塞高压崩溃后仍维持较强的高压脊东移时，可引起我国强而广的寒潮爆发，如欧洲阻塞高压崩溃后变成一个浅脊且东移不多时，东亚上空的偏北气流势力不强，则不会引起强寒潮天气.

（4）太平洋北部　太平洋北部地区处于我国北部地区的下游，该地区的阻塞高压维持时（一般维持在较高纬度），它对上游系统发生“阻塞作用”，上游地区天气单调，如果它发生崩溃，可使上游系统移动迅速. 夏半年鄂霍次克海阻塞高压处于我国的下游，当它崩溃时，会导致我国长江中、下游梅雨天气过程的结束.

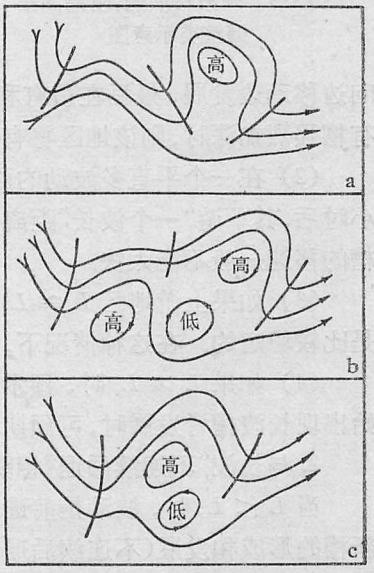


图 18·4　低压切断，阻塞高压调整类示意图

3. 夏半年阻塞高压削弱崩溃过程

在欧亚地区夏半年常见的阻塞高压崩溃过程有如下两种情况：

（1）低压切断，阻塞调整（图 18·4）　在阻塞高压调整前 3—4 天，其西侧长波槽内（西北部和东部）有暖平流向槽区扩展而引起槽的切断过程. 切断后，低

压中心北部出现一支新锋区（急流）．由于切断而波数减少，因而在新锋区上会使实际长波波长超过准静止波长，这预示着长波将要发生调整．由于新锋区是平直而不稳定的，其上易有不稳定短波槽生成发展，并东移侵袭阻塞高压，使之减弱东移（切断 2 天后阻塞高压可消失）．由于小槽的发展，因而在原阻塞高压位置上建立一新长波槽，同时在此长波槽上游往往另有新阻塞高压建立，一般比原阻塞高压位置后退 40—50 经度．如低压槽被切断，但围绕切断低压南部的急流带仍占优势，而北面新形成的锋区（急流）较弱，切断发生后随之又与北方槽合并起来，则阻塞形势一般不会发生调整．

（2）长波槽后退，阻塞调整（图 18·5）　在阻塞高压消失前 3—4 天，在其西侧长波槽的上游有新的长波槽建立，原长波槽蜕变为短波槽并沿着锋区向东北方向移动，这样使得上游长波槽发生不连续后退现象．一般约两天后原来阻塞高压局地消失，而常常在原阻塞高压上游长波槽位置上建立一个新阻塞高压，比原阻塞高压后退约 30 个经度．

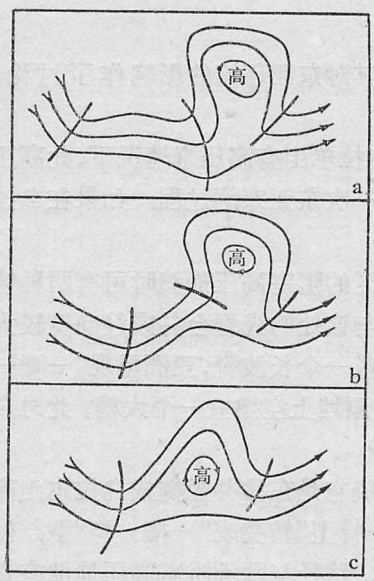


图 18·5　长波槽后退，阻塞高压调整类示意图

五、长波槽脊的形成、加强与环流调整

1. 波长与长波的形成和发展

根据实际波长 L 和准静止波长 L_s 的比较，预报长波槽脊形成和发展时有如下几条经验：

（1）如果广大范围内（至少 120 个经度范围，如欧亚地区）环流变得相当平直（这种平直环流上可以有一些波长短、振幅小的不发展的小波动），由于平直气流是不稳定的，因此可以预期 3—5 天内，在某地区一定会有长波槽脊形成发展．至于具体形成发展的地区要看当地环流条件而定．如果在平直气流上从较高纬地区出现一个不稳定短波槽时，这个短波槽将沿主流方向边移动边发展，最后在最有利的地方形成长波槽．如果某地区出现强暖平流或者上游有槽强烈加深时，则该地区将有长波脊发展起来．

（2）在一个平直多波动的西风带上，如果上游有一个槽强烈加深时，可预期 24—48 小时后，其下游“一个波长”距离处（一般约为 60 个经度左右）的槽也会加深，但上游这个槽的移速一般不能太快．

（3）如果上游地区 $L \cong L_s$，槽脊发展比较完整，温压场配置比较一致，此时系统一般是比较稳定的．在这种情况下，可以预期未来长波调整将在下游开始．

（4）如果 $L \gg L_s$ 时，预示着长波将要发展（参考下面的讨论）．如果上游地区已开始出现长波槽脊发展时，可预期下游地区也将有长波的调整．

2. 与长波“不连续后退”相联系的新槽形成问题

当 $L < L_s$ 时，波动是前进的，此时没有新槽形成发展问题，只有当 $L \gg L_s$ 时，才有新槽的形成和发展（不连续后退）．因此当一个上游槽和一个下游槽之间波长变得相当长时（与 L_s 相比较），下游槽将很快被一新槽所代替，这个新槽一般形成于下游槽的西部且与上游槽相距约 L_s 的地方．这种过程很少是限于本地区的，因为一个槽“后退”，它

东部的波长将变长，并且在这种变化中，东部下游的另一个槽必然也以同样的方式“后退”，下游重复它本身的这种过程，直到最后增加波数为止，而波数的增加是由于一个新槽加进来造成的. 对于半球范围，整个波型的这种重新调整一般需要一周左右的时间. 在这种调整过程中，波数增加时，波长则相应减小，因而波动又将前进. 高空波动的这种调整过程，对于海平面气旋和反气旋的发展具有重要的影响. 例如在不连续后退过程中，原来的下游槽会向东加速移动，即使当它的强度减弱时，在海平面上还是经常发生“气旋生成”过程的. 另外与上游新槽形成相联系，在地面上也时常有“气旋生成”过程同时出现.

3. 新波系形成的问题

在一个持续着的长波槽脊下游，会出现新的长波槽脊系统. 例如在某地区有一持续大振幅槽（脊）出现，它会引起下游相继的出现大振幅的脊（槽）—槽（脊）—脊（槽）……流型，这是一个新波系. 在实际大气中 1—2 天内这种过程即可完成，而且这种大振幅波动都倾向于出现在某些固定的地区. 原来下游情况与这种过程的进展很有关系. 如果下游原来是平直气流时，这种过程会自然地发展；如果原有一波系存在着，这一波系与成长着的新波系位相一致时，整个波系将得到加强，如位相相反时，原波系将会被削弱. 东亚有一类寒潮过程，就是当上游北美东岸有一长波槽建立加强时（相应地面上有气旋发生、发展），其下游原有波系与成长着的波系位相一致（大西洋为脊，欧洲为槽，乌拉尔山为脊，东亚沿岸为槽），因之依次使下游波系加强，最后导致东亚大槽加强，寒潮爆发（图 18·6）.

4. 不同纬度波动合并（迭加）导致波动加强

一般说来，长波槽脊的加强是和大范围环流由纬向转成经向过程相联系的，但在局部地区常见到不同纬度波动相叠加而使槽脊加强的现象，当然这也和不同纬度上两个波系本身的移动、演变有关.

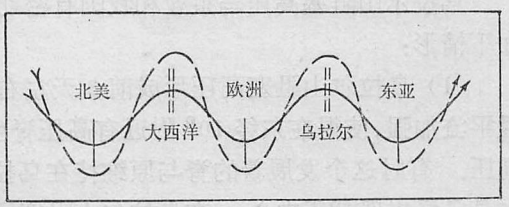


图 18·6 新成长的波系与原波系位相一致时长波槽脊加强的示意图（说明同图18.2）

由于高纬比低纬西风波系移速较快，在适当情况下两波系中的槽（或脊）可合并起来，使得槽（或脊）振幅加大，强度加强，结果导致更大经向度的流型出现. 通过这种过程，较高纬波系移速减慢，同时可使得原先不同纬带中比较混乱不联贯的流型变得“系统化”，“简单化”一些. 夏季我国东部沿海低压槽的发展加强，对局部地区而言就是属于这类过程，当北方低压槽位于南方低压槽西侧（预报员常称为“阶梯式低槽”）时，由于北方基本气流比南方强一些，北方槽移速较南方槽快，因此未来这两个槽将发生重叠现象，结果使槽显著加强. 不同纬度两个槽（脊）相叠加，可造成更明显的冷（暖）空气活动，在预报时应注意.

如果在一个移动甚少的槽（或在较低纬度的切断低压）北面，有一个槽迅速移来，这个槽常常会向南或东南伸展，并与南面系统合并加强（如南面是切断低压，则经过合并，它可重新回到西风带中去），但这种合并伸长的槽往往不能持久，它常常还会再分裂、切断（使南面重建切断低切）. 至于脊也有类似情况，在切断低压下游少移动的脊，常常会与北方移动性脊相合并加强，但随后也会发生切断过程，出现闭合的高压中心.

六、阻塞形势的形成与环流调整

1. 阻塞形势形成的一般情况

从大范围环流而言，阻塞形势的形成，本质上是由纬向转为经向型式．在这种转变过程中，通常是先在上游有槽发展加强，随之下游高压脊也相继发展，然后有高压中心从脊中被切离出来形成阻塞高压．上游槽的发展加强是和冷空气的爆发相联系的，按照冷空气爆发过程的不同，可有如下两种情况：

（1）上游槽建立的过程与一次冷空气强烈向南爆发相联系．开始阶段，在阻塞高压生成区域的上游（距离约为 40 个经度），有强烈冷空气向南爆发，一个长波槽相应地发展起来，随后在它的下游有强烈的暖平流出现，高压脊开始形成，同时其下游又有另一长波槽发展，最后在冷空气爆发之处建立一稳定长波槽，其下游的高压脊发展成阻塞高压，同时再下游另一较深的槽也形成，从而整个地区环流经向度变大．

（2）上游槽建立的过程与两次或两次以上冷空气连续爆发相联系．开始阶段大范围地区内基本上属于纬向环流，在未来阻塞高压形成地点下游 20 个经度处是个长波脊的位置，这个脊在阻塞高压形成过程中并不向东移动．但在它的上游却有一次次移动性系统（主要是低压槽）沿着长波脊的边缘，向东北方移去，每一次低压槽在发展东移过程中，都有一次暖平流区向东北扩充，即相应一次次暖波合并到已经存在的长波脊中去，使得高压脊不断加强，最后形成阻塞高压．

乌拉尔山阻塞高压与东亚和我国有密切关系，冬半年乌拉尔山阻塞高压的形成可有如下情形：

（1）乌拉尔山阻塞高压形成前 3 天左右，在欧洲大西洋沿岸有高空槽强烈加深，槽前暖平流加强，使得在东经 10° 附近有高压脊生长并东移发展，最后可在乌拉尔山形成阻塞高压．有时这个发展着的脊与原维持在乌拉尔山的弱脊相重叠而形成阻塞高压，有时它本身已经出现高压中心．在乌拉尔山阻塞高压形成过程中，下游贝加尔湖以西一直维持着一个稳定的高空大低压，槽线呈东北—西南向，这个低压是上游高压脊趋于停滞的重要条件．

（2）乌拉尔山阻塞高压形成前 3—5 天，从美洲→大西洋→欧洲→乌拉尔山地区已经具备相当经向度的长波系统，其中大西洋中部为脊，乌拉尔山为弱脊，其他地区为宽槽．当北美有一次寒潮爆发时，它促使美洲东岸大槽显著加深，于是将影响下游波系中的各个系统，使它们依次发展加强，最后可在乌拉尔山地区形成阻塞高压．在这种过程中，大范围内长波位置变动不大．

（3）除上述主要情形之外，在乌拉尔山已经维持一个高压脊的情况下，如果从极区有高压移来，或者从太平洋有高压中心后退与高压脊合并时，在乌拉尔山也可以形成阻塞高压．

2. 冬半年各地区阻塞高压形成和东亚环流的关系

各地区阻塞高压形成时对东亚环流和天气过程的影响，与它崩溃（以及维持）时的情况不同．在乌拉尔山地区阻塞高压形成时，一般都会引发冷空气沿阻塞高压东侧，自太梅尔半岛西北方南下到西部西伯利亚地区，而对更东部的地区，不致受到明显的影响．欧洲地区阻塞高压形成时，亚洲上空系统的移速一般要减慢，环流经向度变大，阻塞高压东部

冷槽出现并加深，向东南方移动且稳定于中亚地区，使亚洲呈“两槽一脊”型。欧洲大西洋沿岸阻塞高压形成时，它有时可促使下游乌拉尔山地区有高压脊发展起来，冷空气自脊前入侵我国东北地区；如果乌拉尔山原来维持着高压脊（或阻塞高压），由于上游欧洲沿岸阻塞高压的形成，可使之东移崩溃，造成我国大范围的寒潮天气．大西洋地区阻塞高压形成时，对东亚环流没有明显的直接影响．

顺便指出，在夏半年影响东亚的主要是鄂霍次克海高压，当它形成时对上游系统起“阻塞作用”，是造成我国和日本梅雨天气过程的重要环流条件．

第二节　冬半年南支西风带的环流调整

本节是对上一节的补充，主要讨论冬半年欧亚地区南支西风带环流调整概况．夏季由于副热带高压北跳，其北边缘的南支西风带也随之减弱北跳，两者关系密切，常常同时发生调整，这些将在后面讨论．

一、南支西风带的环流型

南支西风带及其上面的扰动，对我国南方的天气有着重要的影响，这种扰动一般都是从亚洲西部越过高原或自高原南侧向东传播的．和北支西风带扰动一样，它们具有不同的尺度，即有长波和短波的区别．对大范围而言，当有大槽、大脊发展时环流形势为经向型，平直多小波动的形势则为纬向型．

1. 经向型

一般说来，南支经向型发展时大槽、大脊的振幅大于（或等于）8 个纬距，波长为 45—55 个经度（平均为 50 个经度）．经向型有两种类型：

（1）V 型　　如图 18·7(a) 所示，在东经 85°—100° 之间出现大槽，一般有冷温度槽与之配合，槽前西南气流可达我国西南地区和长江中、上游或黄淮流域．每年可有 1 次，每次可维持 3—4 天．还有一种 V 型槽，在 500 毫巴上是与温度脊相配合的暖性低槽，而一般在 300 毫巴上则转为冷槽．这形势一般只出现在春末夏初（4—5 月），每次维持时间约 3—6 天．在暖槽前造成降水．

（2）N 型　　东经 85°—100° 间为强暖脊，脊前为西北气流，可扩展至长江流域，平

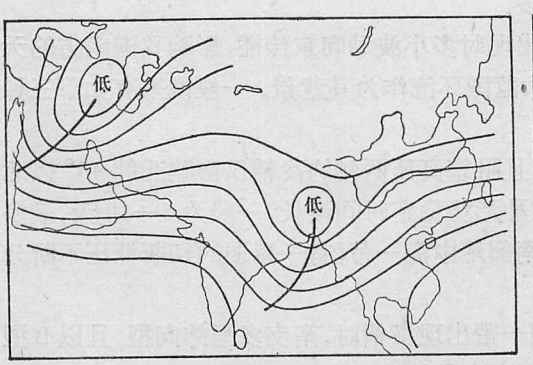


图 18·7(a)　V 型（1959 年 1 月 22 日 20 时 500 毫巴图）

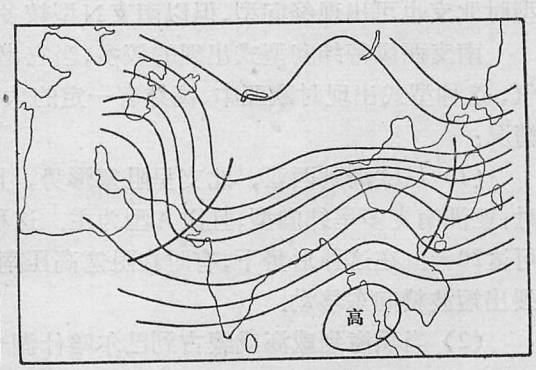


图 18·7(b)　N 型（1959 年 1 月 29 日 08 时 500 毫巴图）

均每月出现1—2次，每次维持3天左右，这种形势出现有时伴随着南侧副热带高压的加强[图18·7(b)].

2. 纬向型：也有两种类型

(1) A型　平直环流且多小波动，振幅一般小于5个纬距，移动快，不易追踪，其南侧副热带高压平直，呈东一西向[图18·8(a)].

(2) B型　多明显的移动性波动，振幅5—8个纬距，平均波长为35个经度[图18·8(b)].

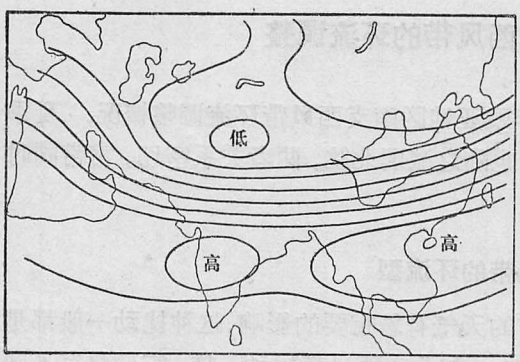


图18·8(a)　A型(1961年1月10日20时500毫巴图)

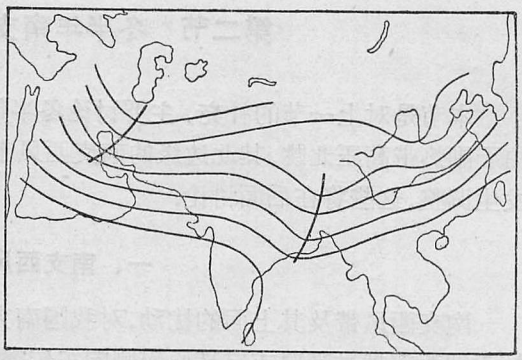


图18·8(b)　B型(1959年4月1日20时500毫巴图)

总的说来，南支上经向型环流所占比例较小(29%)，纬向型环流所占比例较大(71%). 经向型中V型在12月，4月份出现最少，N型则相反；纬向型中B型3—5月份显著增加，A型则显著减少. 经向型长波槽向东的移速为0—8个经度/天(平均为5经度/天)，其中V型槽在80°—95°附近减慢为0—5经度/天；纬向型中的B型槽移速为5—15经度/天(平均为10经度/天)，A型中的小波动移动难以追踪，移速为10—20经度/天.

3. 南北支环流型的关联

南支环流型和北支环流型(见第十七章中央台环流分型)之间有一定的关系. 一般说来南支出现经向型时北支多出现纬向型，这种情况以南支V型时较多，另外南支出现经向型时北支也可出现经向型，但以南支N型较多.

南支西风带纬向型式出现的较多，当它出现时多小波动向东传播，影响我国南方的天气，这种型式出现时欧亚中、高纬有一定的大范围环流作为其背景，一般说来有如下三种情况：

(1) 从欧洲到西亚，北支呈阻塞形势，且阻塞高压两侧的冷槽仅影响北纬45°以北时，亚洲南支多呈纬向型，且以A型为主. 这种形势稳定时间最长，一般为5—10天，最多可达20天. 在这种形势下，有时在阻塞高压南部地中海一带，有一减弱的切断低压不断分裂出短波槽向东移动.

(2) 当黑海到咸海或蒙古到巴尔喀什湖一带出现横槽时，南支多呈纬向型，且以B型为主. 如果在高原北部有明显的横槽时，则南支多呈纬向A型.

(3) 当东亚大槽特别加深发展时，南支多呈纬向A型.

二、南支西风带的环流调整

南支西风带的环流调整，主要表现在纬向型和经向型之间以及经向型之间的相互转化上.

1. 纬向型转经向型

原来南支西风带维持平直多小波动的纬向型式，如果上游欧洲地区北支西风带上有槽显著发展加深时，它会向南伸展侵入到南支西风带中去. 因之使得南支经向度加大，也有槽明显地发展，这样就会传播到南支下游，使之建立经向型环流. 由于上游北支冷槽的位置不同，可有如下两种情况：

(1) 北支冷槽在欧洲东部到乌拉尔山一带发展加深时，上述南支完成整个经向发展过程需 1—2 天.如北支槽在东经 40° 附近发展，则将引起南支V型的经向环流发展，如在北纬 60° 附近发展则将引起N型发展. 在北支槽发展加深过程中，有时可与地中海东部原来稳定的南支低压槽趋于合并.

(2) 北支冷槽在西欧到大西洋东部一带发展加深并侵入南支，先促使地中海地区南支西风经向发展，然后再引起南支下游经向发展，完成整个过程需 3 天左右. 如北支槽在东经 10°—20° 附近发展加深，则将引起东经 60°—70° 附近的南支槽发展，从而促使N型发展；如北支槽在西经 10° 附近发展加深，则引起东经 40° 附近的南支槽加深，从而促使V型的发展. 同样在北支槽发展过程中往往与地中海一带稳定的低压槽相合并.

2. 经向型转纬向型

这种过程稍为复杂些，一般当南支上游由经向转成纬向后，则可预期下游也将转为纬向型. 有如下两种情况：

(1) 若上游没有新的北支槽发展侵入南支，即在欧洲地区南北两支锋区(急流)趋于分离，则南支大槽在东移过程中是趋于减弱的，从而使南支最后转成纬向型式，以B型为主.

(2) 若上游有新的北支槽发展加深，但其位置恰好在南支西风脊上，北支与南支波动呈现“反位相”，这可使南支长波分裂，波数增加，振幅减小，从而促使南支环流向纬向型转化.

3. 经向型(N，V型)之间的相互转换

(1) 引起N型、V型之间的相互转化主要方式是南支长波东移. 当南支上游槽基本稳定时，下游槽由较稳定转为明显向东调整，多由于北支槽反相地压在南支脊上，使南支经向减弱，因而可使波长变大. 在南支长波槽东移过程中，有时可与北支槽同相叠置，一起东移.

(2) 在极个别情况下，以南支长波后退方式完成由N型向V型的转变.

一般说来，当N型与V型两种经向型式互相转换一次后，常常再转成纬向型.另外，亚洲地区南支经向、纬向环流转换仍与欧洲地区北支西风槽的发展关系密切.

第三节　夏季副热带环流的调整

夏季(以 7 月、8 月为代表)副热带环流在对流层顶部和平流层底部表现得比较清楚，以 200 毫巴或 300 毫巴论，北半球盛夏副热带地区平均有 5—6 个长波系统，其稳定波长

为 60—70 个经度. 在东半球范围内可有 3—4 个,稳定波长较短,约 40—60 个经度. 在东经 15°—20°(地中海),东经 60°—65°(伊朗)、东经 110°—115°(我国大陆东南部)以及太平洋东经 170° 附近为长波槽的位置;在 0°(非洲),东经 45°—50°(阿拉伯)、东经 85°—90°(青藏高原)以及东经 130° 以东(西太平洋)为长波脊的位置,其中以中间两个长波槽最弱,非洲和青藏高原上的长波脊最强,而且有明显的副热带高压中心与之相对应.

上述情况是多年平均的情况,日常的环流形势较为复杂,亚洲地区日常出现的环流形势为中央台环流分型中的 P, Q, R 型,其中每一型都和我国夏季的天气密切相关.

副热带环流主要包括副热带高压以及紧邻它北边缘的西风带和南边缘的东风带. 夏季副热带环流发生调整时,这三者会同时产生明显的变化. 一般说来,当西风带呈高指数纬向环流时,副热带高压多呈东西带状分布,东风带环流也较明显,台风等热带天气系统通常自东向西运行;当西风带呈低指数经向环流时,副热带高压多分裂成孤立的单体,东风带环流也相应地不明显,台风通常转向到中、高纬. 副热带高压是一个大型副热带天气系统,它的强弱变化以及南北、东西向的进退摆动,是副热带环流调整的主要环节和具体表现,但它要同时受西风带槽脊和东风带系统(如台风、东风波、赤道辐合带等)的制约和影响. 因此副热带环流调整的问题,不仅是它本身上、下游之间相互影响的问题,而且也是和东西风带环流的影响分不开的.

夏季副热带流型具有显著的稳定性,某一种副热带流型建立后,一般可维持 7—10 天左右,有时副热带高压单体在我国大陆上空建立后可维持两个星期之久. 副热带长波系统平均波长为 50—60 个经度,以出现 45—60 个经度者较多,也较稳定;波长达 70 个经度以上者较少,且多不稳定,在它上面的短波容易发展成长波,促使大范围流型发生调整,新的长波波长又维持在 45—60 个经度范围内. 总之副热带长波有保持其平均波长的特性,这是总的特征. 但是从日常天气图上仍然可看到副热带长波流型有如下几种类型的调整过程,主要包括: 长波的移动、纬向环流型的建立、经向环流型的建立以及副热带高压强烈北伸过程等. 以下着重讨论东亚的情况.

一、副热带长波的移动

副热带流型本身常有"上游先变"的特征,多数情况是上游(东经 20°—40°)阿拉伯以西的流型首先发生变化,3—7 天后再影响到下游我国上空,如果上游副热带长波位置近于夏季平均位置时,下游各长波也将调整到接近于平均的形势;上游长波偏离其平均位置时,下游各长波槽脊也同样偏离其平均位置.

副热带长波有一种"连续东移"的特点. 当东经 20°—40° 附近的长波东移时,下游也将依次发生东移的现象,从地中海地区传播到我国大陆东部一般历时 4—5 天. 这种情况,无论南北两支气流是"同位相"或"反位相",在北支气流上多较大的移动性系统时均能发生.

副热带长波有时发生准静止甚至连续西退的现象. 西退是较少的,它经常发生在下游有强大系统停滞或西退的时候.

二、副热带纬向型建立和维持的几种方式(500 毫巴)

(1) 上游长波减弱　如果发现上游东经 20°—40° 附近长波槽脊振幅逐渐减小,强

度减弱时，可预期下游波动也会有相应的变化，最后在东亚我国上空副热带环流呈现平直纬向型式.

(2) 青藏高压东移并入太平洋高压脊中　一般当上游地区(如巴尔喀什湖、乌拉尔山)有长波槽强烈发展且东移时，青藏高压可向东移与太平洋高压脊合并，使太平洋高压脊西伸加强，副热带环流变成纬向型(图 18·9). 相反，如果上游槽加强但不东移时，它前面的高压脊将与青藏高压合并加强，同时下游东亚沿岸槽也加深，使副热带高压分裂，环流变成经向型.

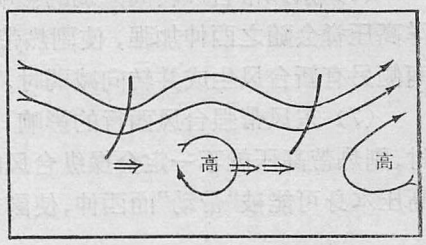


图 18·9　青藏高压并入西太平洋高压脊

(3) 西风带长波槽不连续后退　东亚沿海维持一个长波槽，如果它的上游（亚洲中部东经 80°—100° 附近)，自高纬有一不稳定短波槽移来并强烈发展成为一个新长波槽时，原下游东亚沿海槽将不能维持，而向东北方收缩减弱. 这种情况导致长波槽的不连续后退，同时副热带高压脊将随之向西伸展增强，我国及沿海副热带地区建立起纬向环流型(图 18·10).

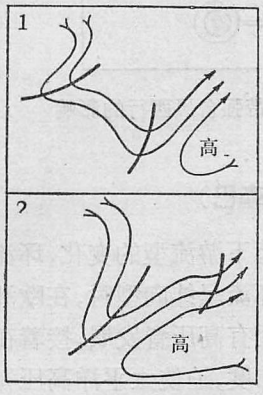


图 18·10　西风带长波槽不连续后退与西太平洋高压脊西伸

(4) 西风带暖高压脊并入副热带高压　自大陆西部如有一长波槽移向我国东部，如果它相当强时，副热带环流将呈经向型. 但往往有相反的情况出现，即自西移来的长波槽逐渐收缩，它本身不再发挥作用，而它前面的高压脊随之东移并与南面的副热带高压合并，使之加强西伸，从而副热带环流变成纬向型(图 18·11). 在该长波槽收缩的同时，紧邻它上游的高压脊又可接着东移，西伸的副热带高压脊可再与它合并而西伸，使得纬向环流型维持并加强. 这种情况在实际预报中往往被忽视，关键是时常误认为自西移来的槽较强，并对它前面的高压脊的作用估计不足，甚至根本没有考虑所致. 如何估计自西移来长波槽的强弱呢？根据经验，槽在东移靠近副热带高压的过程中，如果槽的底部到达（或超过）副热带高压脊线所在的纬度时，说明它较强并可有减退副热带高压脊的作用，使经向型建立，否则它将不能影响副热带高压脊，而使纬向型建立或维持. 这个判据并非最好，但一般可参考.

(5) 日本海附近阻塞高压崩溃并入副热带高压脊中　位于日本海附近的阻塞高压，当它向南崩溃并入南面的西太平洋高压时，会使太平洋高压显著加强并西伸，随之副热带环流转成纬向型[图 18·12(a)]. 与此同时，在紧邻阻塞高压下游日本东部太平洋上

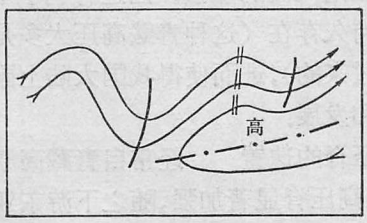


图 18·11　西风带暖高压脊并入西太平洋副热带高压脊

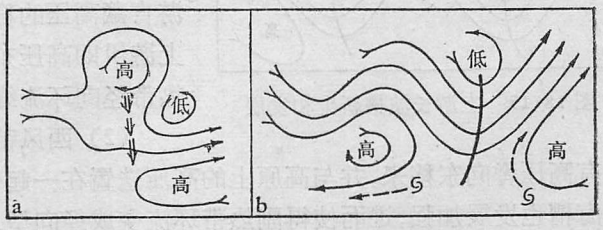


图 18·12　阻塞高压崩溃并入副热带高压脊中

将有长波槽强烈发展（24—36 小时内槽线底部可向南扩展 20 个纬距）并趋于稳定，因此在日本东部海面上出现经向环流[图 18·12(b)]. 此时如有台风位于太平洋大槽西南部位时，它将在加强西伸的太平洋高压脊南侧向西移动，如台风位于大槽的东南部位时，它将在大洋上转向.

（6）东风带台风转向减弱的影响　西太平洋台风转向并明显减弱后，其南部太平洋高压脊会随之西伸加强，使副热带环流呈纬向型（图 18·13）. 以后如果在西伸高压脊南侧另有新台风生成并转向减弱时，可使太平洋高压脊西伸加强的过程连续重复出现.

（7）东风带强台风西行的影响　当副热带高压脊本身较弱而台风本身环流较强时，副热带高压就不一定会操纵台风的移动. 相反在这种强台风向西移动的同时，副热带高压本身可能被“带动”而西伸，使副热带环流呈纬向型（图 18·14）.

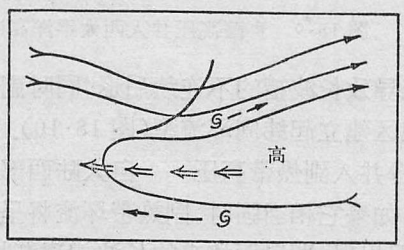


图 18·13　东风带台风转向减弱的影响

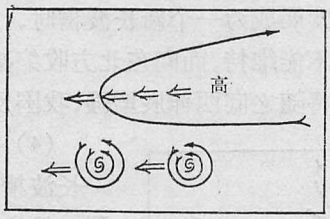


图 18·14　东风带强台风西行的影响

三、副热带经向型建立和维持的几种方式（500 毫巴）

（1）上游长波槽新生和发展　当上游有长波新生时，可引起下游流型的变化，环流由纬向型转成经向型，槽脊位置也发生调整. 例如当东亚副热带环流呈纬向型时，在欧洲东部或西亚上空发展一个长波槽之后，其下游东经 80°—100° 之间有高压脊发展，接着在脊的下游我国东部形成一个长波槽，这个长波槽一直伸展到较低纬度，迫使太平洋高压脊东退或分裂成两块，副热带经向环流型建立（图 18·15）. 据统计，上游欧洲东部长波槽新生和发展，到影响我国东部沿海低压槽的出现，一般需要 4 天左右时间.

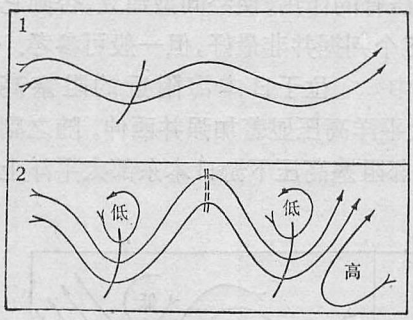


图 18·15　上游长波槽新生和发展

当乌拉尔山或其东侧有长波槽强烈发展并南伸时，如果副热带同一经度上也有一个槽存在（南北支同位相）时，前者可促使后者发展加强，并进而影响下游流型也有如上述的调整. 另外，当乌拉尔山出现强大低压中心时，它能促使东经 65° 伊朗附近的长波槽以及槽前偏西南气流的加强，因之有利于下游青藏高压的稳定持久存在（这种青藏高压大多是上游伊朗高压东移过来的），进而使得我国大陆上副热带经向环流维持和发展.

（2）西风带高压脊的迭置　经常自青藏高原上有高压脊向东移来，并与高原上的高压迭置在一起使得高压脊显著加强，随之下游东亚沿海槽也发展加强，进而使得副热带环流变成经向型.

（3）西风带高压脊（顺时针）扭转　原来有一轴线近于南北向的高压脊，其下游（东

亚沿海)有一低压槽,如果高压脊线发生显著的(顺时针)扭转时,脊线转成东北—西南向,脊前出现大片强东北风,因之可有大量冷空气自脊前、槽后注入槽中,使槽强烈发展,从而使副热带环流转成经向型.

(4) 阻塞高压的建立和维持　当西伯利亚东部阻塞高压建立并稳定加强时,西风出现明显分支现象.在南支西风上一般很易有偏北气流南下,随之在南支上形成一个槽(甚至伴随着切断过程),这个槽沿着南支气流在阻塞高压南面发展成长波槽,并且插入到阻塞高压南面成带状的副热带高压脊中,使之分裂成两块,于是副热带流型转成经向型(图 18·16).这种过程的关键是要抓住高纬阻塞高压的建立以及南支长波槽的发展这个环节.另外,当乌拉尔山阻塞高压建立和维持时,它能促使其前部偏北气流引导冷空气南下,并停滞在巴尔喀什湖和新疆附近,这就有利于东经 75°—85° 高原附近长波槽的加强和稳定,同时就有利于下游我国大陆东部副热带高压的加强和稳定使副热带环流呈稳定的经向型.

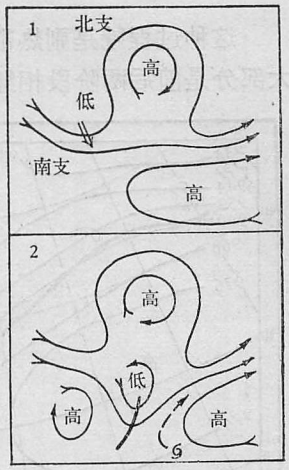


图 18·16　阻塞高压的建立、维持与副热带经向环流的建立

(5) 阻塞高压的崩溃　当西伯利亚东部或堪察加半岛的阻塞高压崩溃南下(或同时与南部东移的高压脊合并)时,常常有强冷平流出现在下游东亚沿海槽的后部,使之经向度加大并发展加强,进而将南面的副热带高压脊分裂成两块,副热带高压单体轴线也转成南北方向,于是副热带经向环流形成(图 18·17).并非每次槽的经向发展都可把副热带高压分成两块,这还要看副热带高压本身发展变化的阶段.如果它正处于加强西伸阶段时,反过来它还会抑制北方槽的发展.

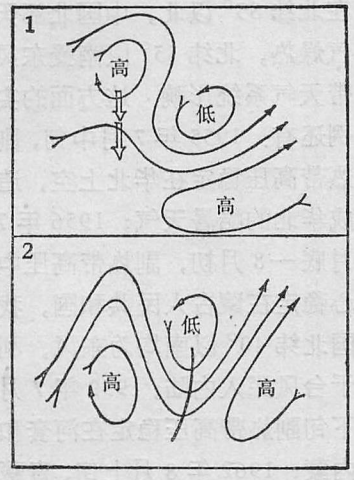


图 18·17　阻塞高压的崩溃与副热带经向环流的建立

当欧洲北部或鄂毕河下游一带,有强大的阻塞高压时,其南部副热带高压基本上呈东西向分布.当有极地冷空气南下使阻塞高压崩溃合并到欧洲南部副热带高压上面时,东经 80°—90° 之间便有长波槽形成,在它的下游我国东北上空便逐渐有暖高压脊发展,东亚地区中纬度的经向度逐渐增大,在苏联萨哈林岛(库页岛)和日本以东地区有大规模冷空气南侵,随之东经 150° 洋面上也出现一个长波槽.与这种过程进行的同时东亚副热带地区副热带高压单体北进,流型由纬向转成经向.

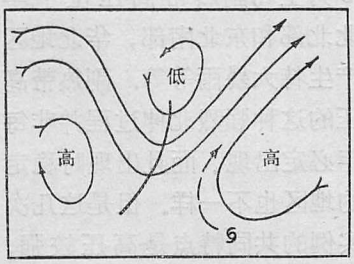


图 18·18　东风带强台风转向加强的影响

(6) 东风带强台风转向加强　如果西太平洋台风在我国沿海附近发生转向,转向后与东亚沿海槽(或我国东北的低压)合并变成温带气旋并强烈发展,因之相应地将使得东亚沿岸长波槽发展,同时影响副热带高压在较长时间内不能恢复成平直带状,副热带经向环流得以维持(图 18·18).

四、副热带高压强烈北伸过程

这种过程就是副热带环流强经向型建立的过程．此型出现次数不多，但持续时间长．大部分是前后两阶段相继出现．前期在河套东经 100° 以西有长波槽强烈发展，我国东北到日本海以及青藏高原各有一长波脊[图 18·19(a)]，副热带高压中心约在北纬 25° 以北大陆上，雨带呈南北向．后期中亚有新长波槽发展，槽前暖平流加强并东移，原在高原上空反气旋向东北伸，同时日本海上空反气旋向西移，两者在我国东部上空合并，原河套附近长波槽被切断[图18·19(b)]并逐渐消失．最后从蒙古人民共和国到我国大陆为副热带高压脊所控制[图 18·19(c)]，脊线在北纬 35° 以北，中国北部天气燥热，北纬 35° 以南受东风带天气系统影响．这方面的实例还有：1955 年 7 月中旬，副热带高压稳定在华北上空，造成华北的酷暑天气；1956 年 7 月底—8 月初，副热带高压中心稳定在蒙古人民共和国，我国北纬 40° 以南均为东风，利于台风深入内陆；1959 年 7 月下旬副热带高压稳定在河套和内蒙；1962 年 8 月上旬，青藏高压北伸到河西走廊；1963 年 8 月上旬副热带高压位于华北北部和东北南部，华北地区产生特大暴雨等等．副热带高压的这种强烈北伸过程并非每年必定出现，而且出现时稳定的地区也不一样．但是这几次实例的共同特点是高压较强，位置较偏北（脊线在北纬 40° 或以北），稳定持续可达 10 天

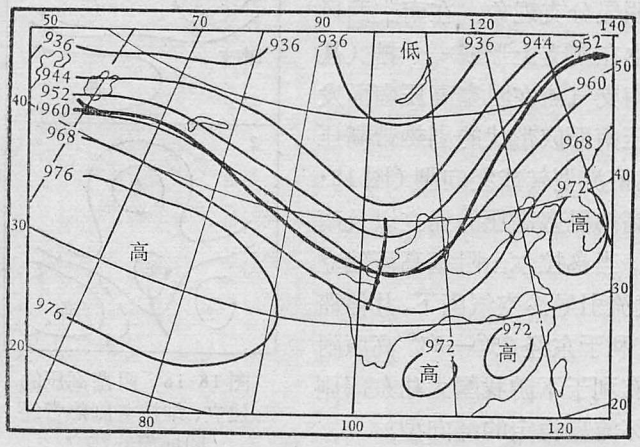


图 18·19(a)　1958 年 7 月 6—15 日 300 毫巴平均图

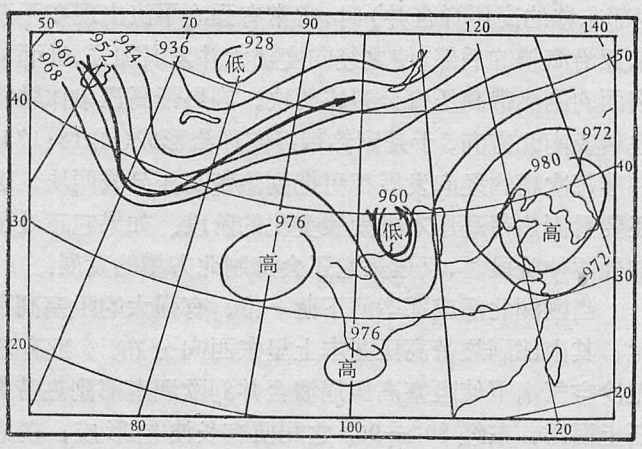


图 18·19(b)　1958 年 7 月 16—17 日 300 毫巴平均图

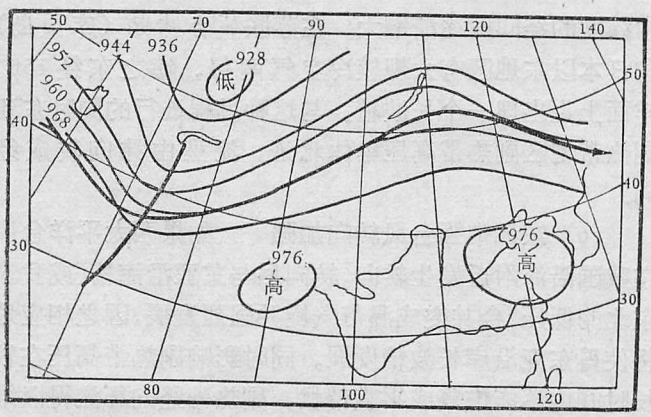


图 18·19(c)　1958 年 7 月 18—23 日 300 毫巴平均图

左右．由于其稳定地区不同，造成不同地区的异常天气，因此预报这种型式有着重要的意义．

副热带高压强烈北伸过程是长波调整的一种特殊情况，在预报时除了注意上游地区长波的剧烈调整外，还要特别注意下游地区形势的稳定少变甚至向西后退的可能性．在这方面的具体预报方法有待于进一步研究．

五、南亚100毫巴上副热带高压的活动

副热带高压是副热带环流的主要角色，亚洲南部的副热带高压最为强大，特别是向上到达100毫巴时，表现得最为清楚简单，没有低层杂乱小系统的干扰．除极涡之外，在100毫巴上副热带高压是最强大、最稳定的环流系统（在100毫巴以上由于暖性高压顶部平流层的空气相对说来是冷的，因此这个高压在100毫巴—50毫巴之间就很快地消失了），它是夏季副热带地区的“活动中心”．当它发展到最强的时期，高压中心位于青藏高原上空，且呈椭圆状．在很多时候高压脊线从非洲西北部的大西洋沿岸向东伸展，经过亚洲南部到西太平洋．在脊线南部存在着宽阔而强的东风气流（150—100毫巴之间有一支东风急流），可一直向南扩展到赤道，但脊线的北部亚洲中、高纬地区则为强的西风气流．

前面所讨论的主要是对流层中层（500毫巴）的情况．亚洲100毫巴的环流调整主要表现在副热带高压的活动上，它在100毫巴的活动特点及其与500毫巴上的活动之间的关系究竟是怎样的呢？

南亚100毫巴上强而稳定的反气旋中心的平均位置在青藏高原上，它经常偏离其平均位置做东—西向的移动（有人称这种移动叫“振荡”）．亚洲南部100毫巴流型的改变和它的“振荡”密切相关．它偏离平均位置往返“振荡”一次，亚洲南部副热带流型就发生一次调整，500毫巴西太平洋高压脊就出现一次进退过程．当100毫巴反气旋中心从高原向东（或西）移走时，在距离其新位置的西部上游（或东部下游）60个经度处，将有新反气旋中心建立，而这种新反气旋最常出现在东经50°里海南部伊朗高原附近（或东经110°我国大陆东南部）上空．这就是说，当该反气旋中心向东移至东经110°上空时，在其上游东经50°处常另新生一反气旋中心［图18·20(a)］；当该反气旋中心向西移至东经50°上空时，在其下游东经110°处常另新生一反气旋中心［图18·20(b)］．另外有一种过程是反气旋中心返回到高原位置的过程．无论那种情况，当反气旋中心偏离其平均位置时，青藏高原上空常常为一长波槽所控制；当反气旋中心移向高原或者稳定在高原上时，长波槽则位于高原的两侧．

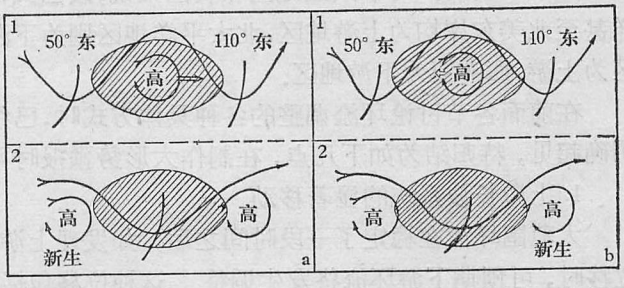


图18·20　南亚100毫巴反气旋活动示意图（阴影区为青藏高原）

100毫巴和500毫巴上的副热带高压是有密切联系的．上述100毫巴反气旋中心及其两侧长波槽的活动和500毫巴西太平洋高压脊的活动密切相关．一般情况是，当100毫巴反气旋中心在高原上维持，或者在东经80°—90°附近高原上有新反气旋单体建立时（此时高原东侧为长波槽控制），500毫巴西太平洋高压脊不易伸向大陆；当100毫巴反气

旋中心向东移至东经 110° 上空，或者在东经 110° 附近有反气旋单体建立时（此时高原上为长波槽控制），500 毫巴西太平洋高压脊便发生一次西伸北跳过程．这种情况和预报员（预报西太平洋高压脊西伸北跳）的经验是一致的．例如湖南气象台的经验是：在巴尔喀什湖附近（东经 75°—80° 高原附近）500 毫巴上有低压槽向南伸展，西太平洋高压脊将会西伸北进；上海气象台的经验是：当乌拉尔山东侧有强冷空气沿鄂毕河南下，并在 500 毫巴上东经 80° 高原附近形成一长波槽时，可引起下游有长波脊建立，同时西太平洋高压脊出现西伸北进过程．因此，100 毫巴上东经 80° 附近高原上有长波槽建立（并伸至北纬 40°以南），是西太平洋高压脊西伸的有效判据；在东经 80°—90° 附近高原上有反气旋单体建立和维持时，西太平洋高压脊则向东撤退．由此可知，研究 100 毫巴上副热带反气旋的活动，对进一步了解副热带环流调整是很重要的．

第四节　上、下游效应和“能量频散”原理

一、上、下游效应

环流调整可以认为是大范围环流在整个变化过程中一个阶段和另一阶段之间的环流转折，而每一阶段中的环流状态相对说来是较稳定的．因此，从一种相对稳定的流型开始发生转折以及环流由剧烈的变动再趋于达到新的相对稳定型式，都是环流调整的现象．从环流的实际情况来看，环流调整不外乎是经向度较大的环流转为平直（包括阻塞形势崩溃），以及平直环流转为大经向度流型这两方面．无论哪一方面都可以发生较剧烈的变化，并常常伴随着大范围严重天气过程出现．

环流调整现象应该包括高低空之间的相互关联，高低纬之间的相互影响以及上、下游之间的相互制约和相互作用。在实际工作中后两者最主要，而以最后者为关键，就是所谓的“上、下游效应”问题．上、下游效应应包括上游效应和下游效应两方面；上游某地区长波系统发生某种显著变化后，接着就以相当快的速度（一般要比系统本身移动速度以及平均西风风速都快）逐步地影响到下游，最后使广大范围内环流发生转折，叫“上游效应”；反之某地区下游长波系统的显著变化也会波及上游，叫“下游效应”．在环流调整中上游效应又是最重要的．对于东亚地区和我国来说，以西风带而论，乌拉尔山附近、欧洲、北大西洋甚至北美东岸均为上游地区，北太平洋地区则为下游地区；以东风带而论，西太平洋地区为上游，西南亚为下游地区．

在前面各节讨论环流调整的各种具体方式时，已经提到上下游效应的各种情况，为了明确起见，特归结为如下几点，在制作大形势预报时可予特别注意．

1. 上游长波系统的显著移动

大范围环流在稳定了一段时间之后，如发现上游某地区的长波槽（脊）突然发生显著位移时，可预期下游环流将发生调整．这种位移包括槽（脊）的向东前进以及向西后退．下游环流调整一般可有两种情况：第一，下游和再下游一个平均波长距离处，原来基本上呈准静止或缓慢移动的系统可加速向前移动，长波位置发生调整，使之接近平均流型．第二，下游系统加速移动的同时，在局部有利条件下，还可变形（槽脊线的方向变化），振幅加大，强度变强．

2. 上游长波系统强度的显著变化

如发现上游长波系统振幅显著减小，扰动强度减弱时，一般可预期下游环流也将依次逐渐变平减弱，或者下游系统移速减慢趋于稳定．相反，如发现上游长波系统突然振幅加大，强度变强时，一般可预期下游波系可依次逐渐加强，振幅增大．但要注意的是，上游波动加强时，一般是依次导致下游和再下游各一个平均波长距离处的波动加强，在紧邻上游系统一个波长以内距离处的波动，反而减弱收缩．另外，上游系统强度显著加强往往和它显著的位移同时出现，使得下游环流发生剧烈调整．

3. 上游长波波长的显著变化

经常可以发现振幅加大、强度变强的长波槽(脊)互相靠近，即波长变短的现象．当这种现象发生后，可使得下游长波发生调整，一般说来表现为：下游长波系统可由稳定变得不稳定，长波槽脊轴线方向发生变化以及振幅加大、强度变强等．相反，也经常发现上游系统振幅减小、强度变弱且互相远离，即波长变长的现象，这与前面提到的情况相似，将使得下游环流趋于变平．上述波长变短的现象和上游长波系统显著位移和加强有关，例如上游系统呈两槽一脊型时，两槽间的波长缩短一般是指西部槽显著东移，而东部槽呈准静止或移动缓慢，并且由于两个槽边加强边靠近，也相应使得夹在中间的长波脊显著加强，由此再导致下游大范围环流的调整．

4. 上游长波波数的变化

长波波数和波长有一定关联．在一固定地区内，波数增加波长必然缩短，波数减少波长必然增加．在这种意义上来说，上游长波波数的变化导致下游环流调整的情况应该与上游波长变化的情况相同．现在我们注意非常广阔的范围，例如整个北半球的范围，长波数目总的说来是有限的几个，在这个基础上，增加或减少一个波动将给环流整体带来“不平衡”，因之会导致下游环流的调整．一般说来，在波长比其他地区长得多的地区，波数才有可能增加，这种波数增加主要表现为有新的波动生成发展．当上游出现新波动后，必然使得上游地区波长缩短，因而促使波动向下游加快移动，导致下游环流的调整．波数减少则经常发生在波长很短即两波靠近的地区，这种波数减少主要表现为有切断过程(即具有孤立的高低压中心的阻塞形势)出现．当上游出现这种情况时，必然使得上游地区波长变长，因而促使长波移速减慢环流稳定．但要注意的是：切断低压北部的平直锋区(急流)上则很易出现不稳定短波槽的发展，继而变成长波，导致下游环流的调整．另外，如果各个波动之间波长间隔比较均匀时，波数则难于发生变化，除非有明显的不对称(系统变形)情形发生．

最后顺便指出：高空切断过程是波数减少的一种表现和方式，而地面上有强烈的气旋生成和发展，则是波数增加的一种表现和征兆．因此，判断下游环流的调整，考察地面上是否有强烈的气旋生成和发展也是很重要的方面．

5. 上游阻塞高压的显著变动

上游阻塞高压的前进后退以及建立和崩溃都会对下游环流产生巨大影响，其中尤以后退和崩溃两项影响最大．上游阻塞高压的显著变动，主要是直接使紧邻其下游长波槽发生明显的变动，但阻塞高压的变动又受更上游或半球范围环流的制约．阻塞高压的活动对于长波调整以及大范围环流较长时段内的变化是很重要的一个方面，应该予以特别注意．

6. 下游长波系统的移动情况

一般情况下，如果下游长波系统是向前移动着的，则上游系统将可以照常前进，如果下游系统突然减速时，则上游系统也将会减速，如果下游系统是稳定的准静止状态，那么它就发生“阻塞作用”，使上游系统不能自由通过．夏季的鄂霍次克海阻塞高压和冬季的东亚大槽稳定维持时，对上游系统都有“阻塞作用”．

7. 下游长波系统的强度变化

在稳定维持一段时间之后，下游经常维持在某地区的长波系统的强度发生显著减弱时（一般还常伴随着东移现象），往往预示着将要发生长波调整．原来这个长波系统减弱崩溃移走，而被上游新发展的长波系统所取代，东亚冬季大槽的破坏和重建即为一例．反之，当下游长波系统强烈发展时，它的移速减慢甚至稳定下来，将影响上游系统的移速．这方面在中高纬西风带里的情况很明显，不再多述．至于东风带里的台风，对南支西风带系统也会发生类似的影响．例如，南支西风带的波动自西方移至我国大陆东部时，如果同时有一台风移近我国沿海并且趋于转向时，由于台风位于南支波动的下游，以及台风转向前后移速显著变慢，因此它将发生阻挡作用，使东移的南支波动移速相应减慢甚至暂时稳定下来，在预报南支波动时必须注意这种情况，这实际上也是一种“下游效应”．

以上仅仅是初步的粗略的概括，实际情况远为复杂．

上述几点是当大范围环流发生调整之前，在上游（或下游）地区常常发生的一些征候．一般说来，它们是有预示作用的，是考虑环流调整的着眼点．但并不是说出现了这些征候，大范围环流一定会发生显著的调整．另外，即使环流发生了调整，很可能也只是在紧邻上游的地区（即较小范围内）发生调整，而上、下游效应不能影响到更远的地区．这些情况实际上是完全可能的，主要是因为大范围环流调整不仅决定于上游（或下游）的一些因素，而且还和广大地区已经具备的环流特点以及局部条件有密切关系．另外，在上游（关键地区）发生一次调整，将逐步向下游影响，与此同时，上游还可继续发生调整，使下游已经受到影响的环流，继续再受到新的上游影响，这在预报下游环流调整时是不可忽视的．

二、大气中“能量频散”的现象

首先从客观实际的现象讨论能量频散问题．

当某地上空有一个低压槽强烈加深之后，紧邻它下游的高压脊便会跟着加强，随后高压脊下游的低压槽又接着发展加深，这种现象就是一般所谓的“能量频散”的表现．从能量观点来说，上游槽的发展加深是能量增大的现象，这种现象逐步向下游传播，以致使得下游的脊和槽也随之加强，即能量增大．因此下游槽脊发展（能量来源）是由于上游能量的传播供应所致．这种能量传播的速度（即槽脊依次发展加强的速度）是相当快的，它不但比长波系统本身的移速快，而且一般也比平均西风速度（即相当于短波移速）大．这种能量传播速度通常为 20—30 个经度/天，所以上游一长波槽强烈发展之后，两天左右紧邻下游半波长距离（50—60 个经度）处的长波脊即可得到发展，再过两天左右时间，更下游的长波槽也得到发展……依次类推．这种上、下游之间能量的快速传播，不能以通常的“平流”来解释，并且这不是一种小范围而是一种大范围的现象．

图 18·21 是一张西风带槽脊综合图，从这张图可以容易地看出上述能量向下游传播的情形．由图可知，东经 120°—130° 处（东亚沿岸）高空是个半静止性的低压槽位置，

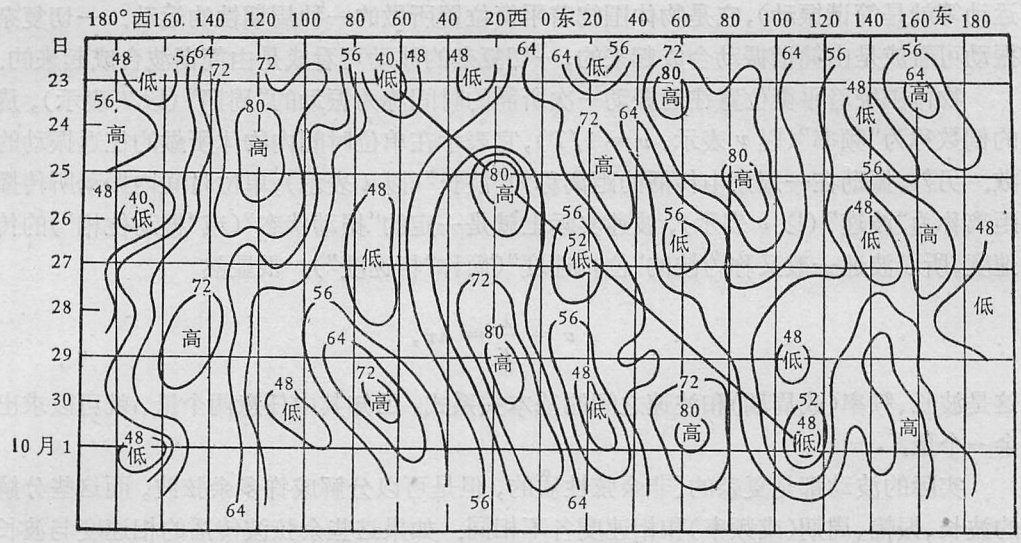


图 18·21　1954 年 9 月 23 日—10 月 1 日北半球 500 毫巴
北纬 50° 纬圈上槽脊综合图(图中数字单位：位势什米)

东经 60°—70°(乌拉尔山地区) 上空是个半静止性的高压脊位置. 在东亚这一槽一脊的大形势中,附着有许多移动性的高空短波系统,其中最值得注意的是图上用直线连接起来的一串互相间隔的高低压系统,这串系统表示了如下事实:

(1) 9 月 23 日在大西洋西部和北美沿岸(西经 60° 附近)有强烈的气旋性活动发生,它使得两天以后(25 日)西经在20°上空发展出一个高压脊;

(2) 该高压脊的发展,使得两天以后(27 日)在东经 20° 附近的高空气压减低;

(3) 这个气压降低引起两天以后(29 日)东经 70° 附近高压脊的加强;

(4) 由于高压脊的加强,引起两天以后(10 月 1 日)东经 120° 附近高空槽的加深.

由这个实例,可得知上、下游能量的传播速率平均为 22—25 经度/天,这就是"能量频散"现象,也称为能量的"色散". 很显然,上述现象仅仅是上、下游效应的一种,因此能量频散原理也只是适用于这种情况,而且这个理论也并未能,甚至也不可能完全解决问题,现在提出来仅供参考.

三、"群速度"概念

"群速度"概念是能量频散原理的核心部分. 上述关于能量从上游向下游传播的那种速度一般称为"群速度".

波动是物质运动的一种重要形式. 波动是某一定介质(或称媒质,如空气、水等)内的现象,波动就是"振动"在介质内的传播过程.由于振动的传播同时伴有能量的传播,因此波动也是能量传播的过程. 最简单、最理想的波动可表示成余弦波 (或正弦波), 如图 18·22 所示. 其中 ox 方向为波动传播的方向, os 方向表示 ox 上各点的位移. 这种波动叫简谐波, 是由简谐振动的传播所构成的. 而简谐振动是一种最简单、最基本的振动(如弹簧的振动、单摆的

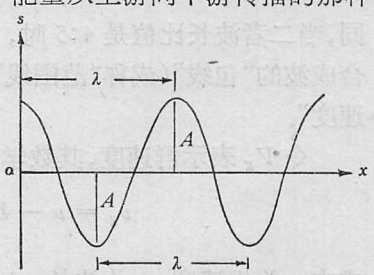


图 18·22　简谐波示意图

运动等就是简谐振动),它是物体围绕着平衡位置所做的一种周期性的运动. 一切复杂的振动可看成是由简谐振动合成起来的,一切复杂的波动可看成是由简谐波合成起来的.

物体围绕着平衡位置往返振动一次所需的时间称为振动的"周期"(以 T 表示),周期的倒数称为"频率"(以 ν 表示,$\nu = 1/T$),它表示在单位时间内物体所做的往返振动的次数. 另外,振动在一周期中传播的距离称为"波长"(以 λ 表示),单位时间内振动所传播的距离称为"波速"(以 v 表示),波速实际上就是一定的"振动状态"(或"振动位相")的传播速度,所以波速一般又称为波的"位相速度"(简称"相速度"). 很显然

$$v = \frac{\lambda}{T} = \lambda\nu,$$

这是波长、频率(或周期)和波速之间的基本关系式,已知其中任意两个量,就可以求出其余一个量.

实际的波动都是复杂的、非余弦性质的,但是可以分解成许多余弦波,而这些分解波的波长、振幅、周期(或频率)和相速度各不相同. 如果这些余弦波传播的相速度与波长有关,即相速度随波长而改变时(即相速度是波长的函数),叫做"波动的频散"(或"色散")现象. 发生这种现象的介质叫做"频散介质",大气和海洋就是这种介质. "群速度"就是实际复杂波动整体在频散介质内传播过程中的一种速度(波群速度). 很明显,实际波动的群速度数值不等于相速度的数值,前者可大于或小于后者. 只有在无色散的介质中,实际波的群速度才和组成它的所有余弦波的相速度相同(注意:在无色散的介质中,各个余弦波的相速度数值相等,即不随波长而改变).

为了简单起见,假设一实际波仅由两个简谐波组成,一个波的波长为 λ,位相速度为 v,另一波的波长为 $\lambda' = \lambda + d\lambda$,位相速度为 $v' = v + dv = v + \frac{dv}{d\lambda}d\lambda$. 图 18·23(a) 表示在某一时刻该二波的相对位置,两者在波峰 A 处相合,合振动的最大值(即实际合成波的波峰)就在这里. 假设 $v' > v$,则第二波将追过第一波. 若经过某一时间第二波越过第一波的距离恰好等于 $d\lambda$,结果此两波将在 B 点相合,合振动的最大值位置显示出对第一波向后移动一距离 λ [图 18·23(b)]. 这种合振动的最大值对于介质的传播速度即"群速度".

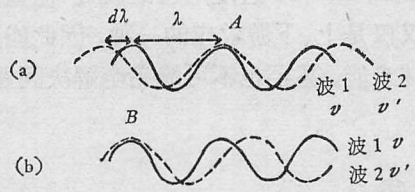


图 18·23 表示群速度的示意图

又假设有两个余弦波,其振幅相同但波长不同,当二者波长比值是 4:5 时,二者的"合成波"就是图 18·24 中的实线曲线,虚线则表示合成波的"包线"(或称"范围线"). 这个包线是一个波动,它的(最大值)传播速度就是"群速度".

令 V_g 表示群速度,其数学表达式为(证明从略):

$$v_g = v - \lambda\frac{dv}{d\lambda},$$

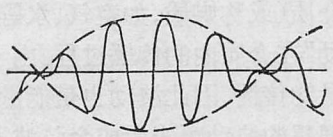


图 18·24 表示群速度的示意图

式中 v 为相速度,λ 为波长,$dv/d\lambda$ 为相速度随波长的变化率. 由此可知,群速度决定于 v,λ 和 $dv/d\lambda$. $dv/d\lambda$ 愈大(即余弦波相速度与波长的关系愈密切),v_g 与 v 的差别也愈大,反之则愈小. 具体有如下三种情形:

(1) 若 $\frac{dv}{d\lambda}>0$，则 $v_g<v$. 表示波长愈长、相速度愈大时，群速度小于相速度，叫“正常色散”.

(2) 若 $\frac{dv}{d\lambda}<0$，则 $v_g>v$. 表示波长愈长、相速度愈小时，群速度大于相速度，叫“异常色散”.

(3) 若 $\frac{dv}{d\lambda}=0$，则 $v_g=v$. 表示相速度不随波长而改变时，群速度等于相速度，叫“无色散”.

对大气而言，考虑大气长波情形，由长波公式 $c=U-\frac{\beta L^2}{4\pi^2}$（其中 c 为长波移速，相当于上述的相速度，L 为长波波长），根据群速度的数学表达式，大气长波群速度的数学表达式为：

$$c_g=c-L\frac{dc}{dL},$$

由于 $\frac{dc}{dL}=-\frac{\beta L}{2\pi^2}<0$，属于上述第二种情形(即异常色散)，所以

$$c_g=c-L\cdot\left(-\frac{\beta L}{2\pi^2}\right)=c+\frac{\beta L^2}{2\pi^2}$$

$$=\left(U-\frac{\beta L^2}{4\pi^2}\right)+\frac{\beta L^2}{2\pi^2}=U+\frac{\beta L^2}{4\pi^2}.$$

此式在形式上与长波公式相同，只是式右端正负号的区别.

由此可知：c_g 不仅大于 c，而且还大于平均西风 U. 这里的群速度 c_g 就是指实际长波槽脊振幅“增大现象”向东传播的速率，其数值可达 30 经度/天. 上式是在一定条件下(大气运动水平正压无辐散等)得到的，通常可定性地用于天气图上的实际情况. 上、下游效应中能量以群速度 c_g 向下游快速频散，即指长波槽脊振幅依次快速向下游的“增大现象”，即上游槽(脊)加深后，其紧邻下游脊(槽)也随之加深.

在不考虑大气的斜压性和辐散(合)时，在一定波长范围内，由上式可知群速度数值大于波动传播的速度，而且是正值. 如果考虑辐散(合)的存在，群速度数值可以减小，甚至当再同时考虑斜压性时，群速度还可变为负值，即能量由下游向上游频散. 但要指出，能量向上游传播的速度，一般比系统向上游的移速(即系统后退速度)要小. 这种能量向上游频散的现象，在日常天气图上所看到的“阻塞效应”可能与此有关，这种效应通常可逐渐向西部上游传递.

要想很好的解决与上下游效应相联系的大型环流调整问题，考虑大气的斜压性是很重要的，就是说，需要解决流场、气压场和温度场之间的相互作用和相互影响的问题.

第五节　中期形势预报

随着国防建设和国民经济建设的发展，要求气象部门除提供 24—48 小时的短期天气预报之外，还迫切需要两天以上的天气预报. 两天以上到 7 或 10 天的预报就是一般所说的中期预报，而10天以上的月预报、年预报以及季节的开始结束和汛期等特殊项目的预报

是长期预报的内容．中期预报和长期预报的思路、方法、工具等完全不同，但以天气图方法而言，中期预报和短期预报更接近一些，如用分析和统计单站资料的方法，长、中、短期预报则都可制作．以下着重讨论基于天气图方法的中期形势预报问题．

一、概　　况

除我国之外，许多国家（美、英、德、日、苏等）都有中期预报业务，但各国所用的方法并不相同．有一点是相同的，就是都抓大尺度系统的活动．从表达大尺度系统的方式上来看，国外多半采用大范围5天平均图或空间平均图，而我国则主要用日常的瞬时图，参考平均图．用平均图可以把每天图上尺度较小的移动性系统平滑掉，而使大尺度系统突出出来．这类平均得出的大尺度系统比每天图上移动性系统的尺度可大3—4倍，可以是比长波尺度还大的“超长波”．根据研究发现，这类系统在特定的季节经常会在一些特定的地理区域重复出现，并且这类系统的位移有良好的连续性，正如每天图上各种系统的移动情况一样．因此中期预报的基本问题在于怎样把影响中期天气过程的大尺度系统过滤出来，怎样预报这类大尺度系统的未来演变以及怎样从中期形势预报估计未来7—10天以内的天气趋势（包括寒、暖和多雨、少雨等）．

目前虽有各种中期预报方法，但预报水平都不算高．在国外，对于未来5天的预报一般只能报出平均的天气情况．3天以上一般就不易做出每天的预报．从美国的中期预报方法来看，即使从1958年以后引用了数值预报的成果，但预报水平也并未有显著提高．水平提不高的关键何在呢？这主要是由于目前对于影响3—10天天气变化的一些物理过程还不完全清楚．在应用天气图制作短期预报时，主要是考察将要影响本地区的单个天气系统温压场特征以及邻近系统和它的相互影响，来确定该系统的发展演变，作出形势预报并进而做出天气情况预报．这些系统尽管可以变化很快，它们在预报时刻都是已经存在着或处于开始初生阶段，因之我们总是可以抓住它们．中期预报则不同，影响天气的系统往往在预报时还未出现，要预报其未来的发展演变及影响情况显然是困难的，而且长波的新生发展演变和减弱消失，在目前天气学和动力学中并未解决，要想报准未来7—10天以内大形势及其调整是具有相当困难的．

两天以上的中期预报至今尚未有一套在一定理论指导下的较完善有效的预报方法，主要就是由于对大气的中期过程这一特殊矛盾的本质尚未充分认识的缘故．欲解决这个问题，一方面有赖于从理论上搞清楚环流调整的问题，同时改进现有的数值预报模式，把它有效地延伸到96小时或更长的时间；另一方面应该把中期天气过程及实际预报的一些经验加以整理归纳提炼，使之更加系统化，同时也应对高空大型环流系统做进一步的天气学和动力学的研究（因它是中期预报的基础知识）．

1958年以后，我国各级台站在中期预报方面曾做了许多工作，并趋于形成一套适合我国情况的中期预报方法．从各省台来看，所用方法并不完全相同，但从主要思路来说，大部分台仍有其共同特点，就是根据大型环流的稳定性和影响系统演变的具体方式及其与各该地区的天气的关系进行归纳和分类，划分环流型（有的省则称为周期）和建立天气过程模式，以此为预报方法的纲领．和国外许多方法相同之处都是抓较大尺度系统的稳定和活动，不同之处是我国更侧重于这些大尺度环流背景下影响系统的具体演变方式及其与天气现象间的联系．对于环流型的预报，我国也是采用了统计、趋势、指标，相似……等

多种办法，最后再加以综合考虑. 1960 年以后，各省台在划分环流型和天气过程模式的质量方面有了进一步提高，在其预报方面也做了不少工作. 特别值得提出的是，自 1960 年起我国开始运用电子计算机试做 1—4 天的 500 毫巴北半球形势的(正压)预报，经过改进在多数情况下可以算出 96 小时 500 毫巴形势预报图，但对形势的一些巨大发展和调整尚难预报.

总之，进一步做好日常中期预报的关键(也是难点)是解决大形势预报问题，目前在这方面首先应力求进一步“客观化”.

二、“超长波”问题

近代天气动力学的一个重要成就，是把大气运动按照它们的运动尺度分成不同的类型，研究它们特有的动力特性. 行星尺度的超长波可以说是大型过程中最大的一类波动，它的空间尺度比一般的长波要大，时间尺度也要长. 在一个 5—7 天的中期过程中，长波的活动是和一定的更大的环流—— 超长波型式相联系着. 按照运动尺度，如果把超长波作为一级环流，则长波可算为二级环流. 因此超长波可以看做长波活动的“背景”，即中期过程的“背景”. 它一般变动较小，但在剧烈的大型环流变化时，往往又有很大的变化，所以它在中期预报中是一个重要的问题. 在以前讨论大型天气系统、大型天气过程和指数循环时，并未将长波和超长波明显区分开，所讨论的内容实际上是二者同时存在和活动的综合表现.

长波的空间尺度为几千公里，超长波则可长达万公里以上. 通常半球范围中纬西风带的波动中，波数为 1，2，3 的波相当于超长波，波数为 4，5，6 的波则属于长波，波数更大的属于短波. 平时在 500 毫巴图上所看到的波动，常是这些不同波长、不同强弱的波动的组合. 在这种图上长波活动较清楚，超长波活动不很明显.

人们很早就从月平均海平面气压图上发现了所谓“大气活动中心”，后来在 500 毫巴上又发现了“平均槽脊”，这些系统实质上就是超长波. 在中期预报中所使用的 5 天平均图，虽然也包括长波的活动，但超长波的系统变得更为主要些. 然而在过去一个较长时期内，超长波的特殊性质未曾被人们发现，因此常常把它当做一般的长波来处理.

近些年来，随着北半球范围的 500 毫巴数值预报业务的建立和开展，发现超长波的存在对预报影响很大. 另外，1958 年以后，由平流层探空发现平流层上的波动数目很少，在冬半年里，经常观测到的是对极点不对称的一个波和两个波，它们都是典型的超长波. 而平流层大气环流和对流层大气环流间的相互制约是通过超长波来实现的. 因此超长波问题特别引起了人们的注意，研究的也比较多了，但研究成果很不成熟.

超长波和长波最明显的差别是两者的移动特性很不相同. 一般长波是向前进的移动性系统，但超长波是经常在一定的地理区域前后摆动的准静止性系统，它的倒退运动往往比前进运动更多. 人们所熟知的阻塞形势以及东亚和北美沿岸的寒潮大槽，其实质就是这类超长波系统活动的表现.

近代高空流场的预报原理是基于长波动力理论的，长波移动公式是天气预报方法中的一个基本工具. 它对于长波移动(更确切地说对于长波以及比长波尺度小一些的波动移动)的预报是合适的，但对于超长波则经常会预报其以巨大的速度倒退，这是实际所观测不到的现象. 许多研究证明，这是由于长波公式中没有考虑大气的辐散作用，而辐散作

用对超长波是极重要的.

超长波经常呈现在一定的地理区域内摆动的准静止状态，这是大地形和海陆分布的不均匀性对于超长波的移动发生明显的动力控制作用的结果，它使得超长波容易在一定的地理区域停留. 这也是为什么在一定的季节，人们会观测到一定流型的平均槽脊的缘故.

超长波强度变化的规律，目前还了解的不够. 据初步研究，超长波的位相是准静止的，但它的振幅变化常常是跳动性的. 平流层大气环流型的演变中，波数为 1 或 2 的超长波，在一段时间内相当稳定，成为流型的主体，但在另一些时候，又迅速地相互转变. 这种变化在对流层的超长波系也常同时观测到，这是与中期预报密切相关的问题. 在东亚地区，冬半年一些长波和气旋波的活动是经常被掩盖在准静性的大槽、大脊的下面，后者的一定类型的分布必将伴随一定类型的长波和短波的活动，带来一定特征的天气过程. 在中期预报中很需要知道这些做为“背景”的大槽、大脊在一段时间相对稳定以后突然发生的迅速变化. 但是到目前为止，还不能解释这种变化的规律. 我们已知，对于长波而言，涡度性的动力变化是主要的，对于超长波而言，散度性的动力变化（辐散辐合）却更重要些，超长波的动力变化因素可能需要同时考虑涡度和散度. 另外，从超长波的平均结构来看，它的斜压性也比长波要强，说明斜压过程对于它的变化可能更为重要. 由此可知超长波的预报要比长波更为复杂和困难些，目前尚无一个可用的方法.

作为中期预报来说，预报的准确度自然要比短期预报的要求低一些. 如果我们能够掌握超长波的特性，把它报得准确，那末大环流的基本形势，也可以说达到了初步要求. 如果用 5 天平均图或每天的空间平均图作中期预报时，由于这种图上的形势主要是超长波环流，因此只靠长波理论是不行的，主要应该从超长波规律的观点来分析. 在实际工作中，可逐步利用较高层的半球图，总结积累超长波移动演变的过程及其规律，并与各种大型天气过程相配合来考察，首先得出一些可用的经验是重要的.

三、中期预报的一般思路

用天气图方法制作中期预报和短期预报相类似，必须对最近一段时间内天气过程发展的实况进行详细的了解和分析，但同时也必须对本地区重要天气过程的天气气候规律进行调查和总结. 如果对本地区的各种重要天气产生的基本环流状况及各种条件不了解，就会胸中无数做不好中期预报. 掌握天气气候演变的历史规律，就是从历史上许多个例中，总结出各种环流形势演变和各种重要过程发生发展的典型情况，就是总结出一些带有普遍性的东西（即模式）. 把当前发展演变的特殊情况与之比较，同典型情况有哪些相似之处和不相似之处. 参考模式中形势发展演变和天气情况，考虑当前具体条件与模式之间的差别加以订正，作出预报，是当前我国台站制作中期预报的一般思路和方法. 一般说来，一个地区的中期预报大致包括如下一些方面.

（1）掌握天气气候特点. 例如月平均情况如何，出现重要天气的一般形势及其年际变化的特点，本段时期内可能出现哪些类型的关键性天气，目前情况与气候平均情况有哪些明显的偏差等. 掌握天气气候特点也是为了给预报大范围环流形势和天气情况提供背景材料.

（2）分析大型环流的演变. 预报环流形势未来的发展演变，特别要注意环流形势有

无明显的转折．根据不同环流型对应的天气，大致确定未来大范围天气情况的概况，特别要注意有无灾害性天气出现．

（3）根据对环流形势的分析和预报，参考本地区各种重要天气过程的模式对比相似（形势与演变过程的相似）与不相似（地理位置、系统强度等的不相似）之处，作出本地区的天气情况预报．

（4）应用单站气象要素的演变实况，参考各种预报指标、模式，作出本站的天气预报，进行补充和订正．

上述情况并不是孤立的一成不变的，而是需要不断地改进、丰富和发展．上述预报思路一般对3—5天预报较为合适，而对5—7天或5—10天则把握较小．今后应当进一步研究寻求延长预报时效的途径和方法．

为了更清楚起见，下面重点介绍有代表性的中央气象台制作中期预报的基本思路和方法做为参考．

四、中央气象台中期预报的基本思路

中央气象台中期预报日常业务有两个部分：第一部分是3—5天预报，其中包括有96小时500毫巴形势预报图，3—5天地面系统综合预报图，3—5天天气综合预报图；第二部分是10天天气趋势展望，其中包括10天天气形势展望，10天重要天气活动趋势展望（冬半年为冷空气活动，夏半年为台风活动）以及10天天气趋势展望（降水、降温、大风等）．后一部分只作电话会商或口头方式服务用．

为了更好的掌握稍长一些时间的5—10天中期预报，特别是天气趋势的展望，中央台从1960年起建立了一些工具做为参考．一方面运用一些气候平均资料，例如500毫巴候平均图、旬降水量图、逐候副热带高压脊线位置图、台风平均路径图等作为10天预报中的第一级近似参考．同时也建立了逐日环流指数图和西风廓线图，以掌握西风带环流指数的演变．候平均500毫巴形势及旬平均500毫巴形势及其距平图以作为掌握大形势变化及冷空气活动的参考．经过几年的实践，这套方法虽然还不成熟，但为我们能延长中期预报的时效，开展10天趋势展望方面提供了一些帮助．

中央气象台10天中期趋势展望的思路大致如下：在短期预报（包括数值预报）和较短的中期预报（3—5天预报）的基础上外延；参考长期趋势展望的意见，特别是分旬的长期趋势展望；参考气候情况，如候平均形势、候平均副热带高压脊线位置、候降水量等；参考某些特殊天气系统的模式和韵律活动，如台风的形成和中期趋势路径模式和冷空气活动的韵律；再加上某些工具和个人经验，例如西风环流指数变化，西风廓线变化的阶段等，最后作出综合估计．以下对其中几个问题做进一步讨论．

1. 环流指数分析

环流指数是把复杂的大气运动简化的一种办法，在一定程度上能代表大气运动的基本状态，特别是在判断大气运动状态是以纬向为主（高指数）还是以经向为主（低指数）以及它们之间的转换上很有帮助．中央台计算指数的范围是东经60°—150°，北纬45°—65°，在计算出逐日指数的基础上再计算出5天滑动平均的指数，用以把指数曲线上小弯曲光滑掉．环流指数的演变具有如下几个特点：

（1）周期性　5天平均环流指数有高→低→高的周期性变化特点．据统计，周期

的平均长度以20—25天者居多，个别最长可达30—35天，最短的也有少于20天的．从低指数升高的过程一般较慢，而从高指数下降的过程一般较快．这可能反映了从纬向环流转为经向环流时总是伴随着较强的冷空气活动，所以过程较快．根据这个特点可以帮助我们判断中期(5—10天)指数变化的总趋势．指数的周期性变化和降水的关系不如和冷空气活动的关系密切．

(2) 持续性　　指数变化有持续性的特点，即一般不会突然由上升变为下降，也不会由下降突然转为上升．根据这种特征可以判断3—5天内环流有没有大的调整．

(3) 转折点　　预报指数变化的转折点比较困难，一方面根据指数变化的周期性特点，考虑转折点将出现的时间，另外，主要从当时的天气图形势来考虑有没有环流的重大调整．此外，根据历年指数高低点的极值，当指数变化趋势达到极值附近时，则可预期指数变化趋势往往要发生转折．根据实践，这样的判断还是比较有把握的．

(4) 季节变化　　在利用指数变化曲线时要注意指数变化的季节特点．冬季指数的绝对值和振幅较大，夏季则较小；冬半年用指数曲线做预报效果较好，而夏半年较差；指数用于表征西风带活动较好，而对副热带系统则不适用．

由上所述，指数曲线对于中期预报有一定作用，但也有很大局限性，即由它不能预报出槽脊的具体位置．因此，应用指数曲线做预报时，必须配合大范围候平均图和日常天气图来考虑问题．

2. 长波形势分析

要进一步解决槽脊分布的预报，就需要根据大范围天气图对长波形势变化进行分析，判断长波是否会调整以及长波将怎样进行调整．这是中期预报中最关键和最重要的环节．关于长波调整问题在前面已做了详尽的讨论，以下再做一些补充．

首先是判断长波是否会调整的问题．这可以从两方面来考虑：一方面考虑上述的指数曲线是否到了转折点，如果预期指数曲线将发生转折，那末就可以估计未来长波可能发生调整；另一方面可从长波的波长、位置以及发展的阶段，考虑长波是否将要发生调整．在考虑长波是否会调整时，要密切注意“关键地区”，特别是上游关键地区的环流变化．其次是关于长波怎样进行调整的问题，这方面可参看本章前面的有关讨论，在实际工作中尚需着重注意如下几个问题．

(1) 关于“季节背景”问题　　不同季节(月份)平均槽脊(超长波)的位置、个数和波长是不同的，因此同是长波调整，在不同季节其调整情况是不同的．

(2) 关于“锚槽脊”问题　　半球范围内环流调整往往先从关键区开始，然后向下游传播．一般说来，关键地区的大型槽脊表现得最为突出，且(或)维持的时间相当长久，对此常有“锚槽脊”之称(锚槽脊实际上是超长波)．经验表明，北半球锚槽脊常出现在两个地区，一是太平洋，即东亚沿岸大槽和北美西岸的脊区；另一是大西洋，即北美东岸大槽和大西洋的大脊．对亚洲而言，大西洋上的变化更有预报意义．如果确定了开始调整的关键地区的锚槽脊时，则下游槽脊未来位置也就可以大体确定了．例如有脊在经度零度附近建立时，则乌拉尔山西侧将建立槽，下游贝加尔湖以西将出现脊，东亚沿岸将是槽区．因此，抓住“锚槽脊”对解决长波位置如何调整会有很大帮助．

(3) 关于不同纬度波动的相互影响问题　　包括西风带的南北支之间以及西风带和副热带低纬之间的相互影响．不同纬度上的波动都在移动和发展变化着，虽然在预报时

要抓住其中的主要矛盾方面，例如北支西风带的长波调整是主要的，但同时必须对南支的作用予以充分考虑，因为这是直接影响北支西风波动怎样调整的问题，特别是关系到未来北支长波发展强度的问题．估计两支波动未来同位相时，波动振幅将加大，强度将更强，反位相时振幅将减小，强度将变弱．

（4）关于超长波的作用问题　在预报时如果用大范围高层等压面图观察超长波的活动及其与长波发展演变的联系时，对于长波怎样进行调整会有很大帮助．到现在为止可以认为：东亚寒潮大槽的建立过程在最典型的（西北路径）情况下，与其一般地说成是长波调整问题，不如说成是由不稳定短波槽发展成长波槽，最后再发展成超长波槽的问题，或者说成是不稳定短波槽或长波槽，在到达东亚沿岸平均超长波槽位置时变得最为稳定，在这以前（非超长波槽的位置上）最不稳定，最为活跃．观察平流层（如100毫巴）图，当不稳定短波槽在格陵兰以东出现时，恰好是平流层极涡中心从加拿大极区移至格陵兰以东极区且显著加深的时候，当该短波槽随后逐步发展加深时，在平流层上恰好是与上述极涡中心相联系的超长波槽摆向东亚沿岸的时候．另外，阻塞高压的建立过程，与其一般地说成是长波调整问题，不如说成是由不稳定脊发展成长波脊，最后再发展成超长波脊的问题，或者说成是不稳定长波脊，在到达平均超长波脊位置时变得最为稳定，在这以前（非超长波脊的位置上）最不稳定，最为活跃．因此阻塞高压建立发展的过程就是超长波脊发展的过程，阻塞高压是在超长波脊上发展起来的．相反，阻塞高压的崩溃和东亚大槽的破坏就是超长波脊和槽削弱的过程．

关于超长波对长波调整的影响和作用尚需进一步研究．

（5）关于“大地形”影响问题　大地形对长波槽脊的移动、发展演变有显著的影响，因此在决定长波将怎样进行调整时，必须考虑大地形的影响．

3. 气候资料的运用和相似的选择

气候特点在长期预报上常做为第一级近似，中期预报也可把气候情况做为预报的初步近似．在初步近似的基础上，主要根据候平均图从历史资料中选出相似的例子，选相似时主要着眼于候平均图表面形式上的相似和距平分布的相似，而不去考虑过程的相似与否．利用候平均图作预报的时效为5—10天，如果当时形势实况和气候平均相近，则可估计这种形势是稳定的，如果两者有较大的偏差，则可考虑是不稳定的，而且有向气候平均图形势演变的趋势．比较的方法通常是用一候当中第三天的当天图来代替候平均图（假定二者是相同的），来和气候平均的候平均形势进行比较．

此外，还常用气候平均移速来估计未来槽脊的移动和台风的移动．例如在地形复杂的地区预报槽脊移动，单纯依靠外推法常常失败，在这种情况下参考同一地区气候平均移速是有帮助的．又如在台风形成时期，往往不能用外推法和引导气流法来预报它的速度，而用气候平均移速和移向来预报台风的移动常常有80％以上的可靠性．

4. 环流型和天气模式

从1960年冬开始，中央台开始制订逐日环流型，冬季型有六类（即A，B，C，D，E，F型），过渡型有二类（即M，N型），夏季型有三类（即P，Q，R型），其中一部分尚有副型．这些型的划分对于概括大型环流的特征，对于认识复杂的大气环流变化有好处，另外，对于有关天气过程变化的估计上也有帮助．在分型的基础上，可以对逐年、逐月环流型的优势型及其持续和转变的概率进行统计，还可以建立环流型变化的过程分类和模式，寻找环

流型演变的指标.但是这方面要把各种变化的情况都包括进去存在较大的困难,所以在建立天气模式时只重点做几种重要天气的模式,如寒潮、台风、东海气旋、暴雨模式等. 另外,在日常工作中,每一次重要天气过程发生后都建立档案,以便积累经验,从中找出规律性的东西. 由于模式有长有短,所以预报时效的长短也随之不同.

天气模式方法比相似方法的优点在于前者可以考虑变化的过程.

5. 在短期预报的基础上外延以及数值预报结果的参考使用

单纯的外推法在中期预报中经常失败,因为 3—5 天内长波调整的可能性很大. 中央台采取的办法是由两个预报员分别独立作出 48 小时和 96 小时的形势预报图,然后将两图进行比较,找出矛盾的地方,再进行协调. 如果按照前述的一些思路预计长波形势有调整的可能,则在这个基础上从 48 小时预报再向外延伸到 96 小时,往往可以使外推的效果得到改进. 协调的步骤一般采取:(1)预计的长波调整过程在两张图上所反映的过程是否一致;(2)短波槽的移速及移向是否连续;(3)系统的新生、减弱、填塞等过程是否连续;(4)锋区的位置及其变化和移动趋势是否一致. 如果出现矛盾,则经过讨论后把它修改协调起来.

数值预报方面目前 48 小时的预报结果可以达到预报员日常预报的水平,特别是对于某些大形势变化趋势的预报,有时还能更好些,但 96 小时的数值预报结果目前还稍差些,经常发生槽脊不规则变形和虚假增长现象. 总之数值预报结果可参考使用.

第四篇　要素预报

第十九章　风的预报

微弱的风一般对人们的生产活动是有利的，而大风则多具有危害性．地面大风的危害性是大家熟知的，不用多述．高层大风，特别是当伴有强烈湍流时，会造成飞行事故．此外风对火箭、炮弹的飞行也有很大影响，因此，风是气象预报很重要的项目之一．

风的预报与天气形势预报关系很密切，有了准确的天气形势预报就可以把风的分布预报出来，然而，要做出较准确的风的预报还必须考虑与其它因子间的联系．

第一节　摩擦层和动量下传

近地面层的空气运动与自由大气有显著的不同，在该层，即使是大型运动，也不是近于地转的，在地面图上风与等压线有相当大的交角．这种情况是由近地面层的特性决定的．

一、摩　擦　层

用水渠灌溉时，当水渠两侧有草，渠旁的水产生许多小涡旋，水流速度就变慢了．空气在粗糙表面的流动，也与此相类似．由于空气有粘性，粗糙不平的地表面，使主要气流中产生许多不规则的运动，空气质点所作的这种不规则的小尺度涡状运动，称为湍流，或涡动．这种运动的空间尺度小于几百米，运动周期小于1分钟．这种湍流运动会产生一种对抗主要气流运动的力，称之为摩擦力，或叫涡动粘性力．

受摩擦影响的层次，叫做摩擦层，在这层里，摩擦与地转偏向力及气压梯度力具有同等重要的作用，因而，实测风与地转风有相当的偏离．离开地面愈远，摩擦作用愈小，风愈接近于地转风．风相当于地转风的高度，称为地转风高度，也就是摩擦层的顶部．地转风高度约在离地面500—1500米之间，它随地面粗糙程度、地转风风速，以及纬度之不同而变化，当前面两因子大时，或纬度低时，地转风高度就较大．

在摩擦层中，实测风与等压线间的交角决定于三种因素：(1)地面粗糙度，(2)大气稳定度，(3)纬度．当地面粗糙度越大，稳定度越大，纬度越低，交角也越大．表19·1给出不同条件下地转风与实测风的交角，供分析预报时参考．

实测风与地转风的比值和两者间的交角有密切的关系，列举于表19·2中，也供分析预报时参考．

摩擦层中风随高度的变化，如图19·1所示，此图是北京的平均情况，图中S点表示风

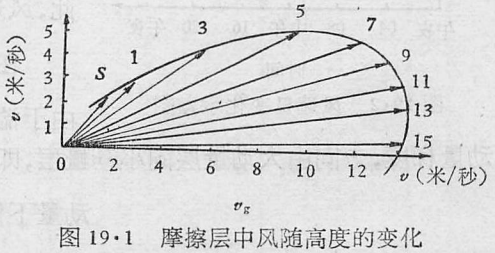


图19·1　摩擦层中风随高度的变化

表 19·1　不同条件下地转风与实测风的交角

地面状况 \ 纬度 / 稳定度 / 交角	低纬 (20°)			中纬 (45°)			高纬 (70°)		
	不稳定	中性	稳定	不稳定	中性	稳定	不稳定	中性	稳定
洋面	25°	30°	40°	15°	20°	30°	10°	15°	25°
光滑陆地	35°	40°	50°	25°	30°	40°	20°	25°	35°
一般陆地	40°	45°	55°	30°	35°	45°	25°	30°	40°
崎岖陆地	45°	50°	60°	35°	40°	50°	30°	40°	45°

表 19·2　实测风与地转风不同交角时风速的比值

交角	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°
实测风/地转风	0.78	0.71	0.61	0.48	0.37	0.25	0.14	0.00

速计的高度，箭头 $0S$ 为地面风速，1，3，5 等数字分别表示 100 米，300 米，500 米等高度，01，03，05 等连线为相应各高度上的风速．横轴表示地面的地转风风速 v_g，横轴方向为地转风方向．由这个例子可以看到，摩擦层中风的共同特点为：风速自地面起随高度的增大而增大，逐渐达到地转风风速．风向自地面起随高度作顺时针旋转，逐渐转成地转风的方向．风向量终点的连线很象一个螺线．在每天测风资料中，时常见到这种现象．风随高度的这种螺线状分布，是由气压梯度力，地转偏向力和摩擦力三者共同作用的结果，这从理论上是可以证明的．

二、风速的日变化

在摩擦层中，风有较明显的日变化．地面风观测表明，当气压形势变化不大时，最大风速出现在午后，黄昏后渐小，深夜达最小值．大约在 80—100 米以上的层次则有同地面相反的现象，即午后风速最小，夜间增大．

图 19·2 表示的这种日变化形成的主要原因在于湍流摩擦而引起上下气层动量交换．

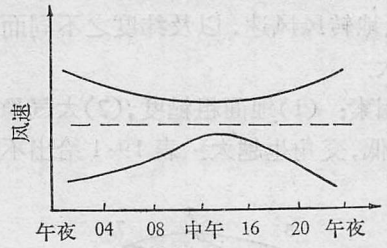


图 19·2　风速日变化示意图

湍流有一种很重要的特性：它能使具有保守性质的量，如水汽、位温、动量等进行交换，使大的量减小，小的量增大，最后在交换的层次里，该量的分布趋于均一．风速实质上为单位质量的动量，具有保守性质，因此，风速的上下交换，实质上就是动量的交换．

在摩擦层里，动量随高度增加而增大，即 $\frac{\Delta \rho u}{\Delta z}>0$，由于湍流上下交换而产生动量的传递，其强度正比于动量梯度，方向由大动量层向小动量层，即由上层下传到地面，因而

$$\text{动量下传强度} \propto \frac{\Delta \rho u}{\Delta z} \tag{19·1}$$

在低层大气中，ρ 可视为常数．(19·1)式还可写成：

$$\text{动量下传强度} = k\frac{\Delta u}{\Delta z} \qquad (19\cdot2)$$

这里 k 称为湍流交换系数，它决定于：(1)地面粗糙程度，(2)稳定度等．因此是难于确定的量，不过可以定性地考虑．

日出后，地面受热，稳定度减小，湍流交换加强，至中午达最大值．按(19·2)式，交换的结果，使上层大的动量(风速)向地面传递，使地面风速增大，而上层风速减小．傍晚之后，摩擦层中稳定度增加，湍流交换减弱，地面风速又趋于减小．上述动量下传的结果，不但使地面风速增大，而且也使风向接近于等压线方向．

三、自由大气中的动量下传

在实际工作中常常遇到这种情况：从某时刻的地面图来看，未来不会有大风，而实际出现了5—6级大风．图 19·3 是一个实例，等压线并不很密，可是实际风力较大，而且在整个冷高压的东半部都是西北风．如果考察一下对流层中层情况，就会发现中层例如从 700—500 毫巴上常常有强风速的气流，并伴有很强的冷平流．而且当地面出现大风后，中层风速有减小的现象．

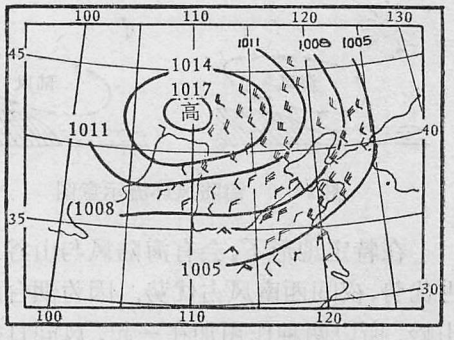


图 19·3　1956 年 4 月 16 日 14 时地面图

上面谈的这类现象，有人认为是动量下传造成的结果．至于动量下传的机制，至今还未检定过，或许有两种方式：(1)湍流交换，(2)同垂直运动相伴随的对流方式．按照第一种方式还是用(19·2)式说明，虽然交换系数 k 难于确定，但是它总是受稳定度因子所控制．对流层中层出现强的冷平流，为减小大气稳定度创造了条件．由于稳定度减小，湍流加强，有利于中层大的动量下传．按照第二种方式，是靠垂直运动把大的动量带到动量小的高度去，即下沉运动可以把对流层中层大的动量带到近地面层．虽然在日常工作中得到垂直运动的资料是不容易的，但是强冷平流常同下沉运动相伴出现．因此强冷平流区有利于动量下传．总之，不管那种方式，强冷平流是考虑动量下传的一个很值得参考的条件．

有一种统计数字可以说明冷平流对动量下传的作用．分别统计了地面冷锋后与暖锋前 20 个例子，平均冷锋后实测风速可达到地转风的 61—88%，可是暖锋前实测风只有地转风的 38%．大家知道，暖锋前大多为上升运动，不能使动量下传．对比起来，冷锋后有利于动量下传，所以风速大些．

第二节　局地热力环流和地形动力作用

这两种作用对局地风的影响也是很大的．它不但能改变大形势下的风速，还会改变风向．这两种作用有时又相互影响，很难区别．因此，地表形态的特点给预报造成困难．下面对这两种作用作一般性讨论，实际预报时，应结合地形特点考虑．

一、局地热力环流

沿海一些测站，最容易感到这种环流，白天风从海上吹来，即所谓海风，晚上风自陆上吹向海面，即陆风．这类局地环流，甚至于大森林区与附近的草地或耕地之间也有反映，白天特别是夏天，风从森林吹向草原，晚间相反．这些地方性风是因为下垫面受热不均引起的．例如海陆风，就是因海陆受热不同引起的，白天陆上增温比海洋快，空气上升，而海面上空气相对来讲密度大，故下沉，下沉的空气流到陆上补充上升地区，而上升地区的空气则从高空流到下沉地区，从上面补充下沉气流，形成一个完整的环流．夜间环流的方向相反．如图 19·4.

山区与平原交接的地区，也有类似情况．白天山区比同一高度空气受热大，空气上升，而平原或谷地相对地较冷，空气下沉，致使白天风从平原或谷地吹向山区．这就是谷风．夜间情况相反，风由山区吹向谷地，这就是山风．山谷风环流如图 19·5 所示.

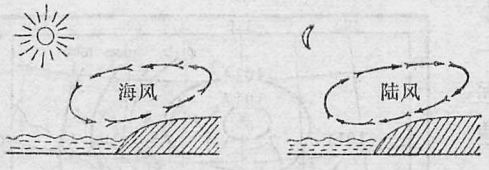


图 19·4　海陆风环流示意图

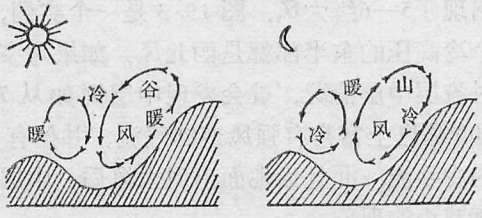


图 19·5　山谷风环流示意图

在特定地形下，会有海陆风与山谷风同时作用的情况，烟台就是一个例子．白天北风占优势，夜间西南风占优势．因为烟台地处渤海南岸，北面为海洋，南面为陆地，且西南为山岭，所以两种作用加在一起，风向日变化比较明显．图 19·6 是烟台夏季 01 时与 13 时的风向频率图，可以清楚看出这种差异.

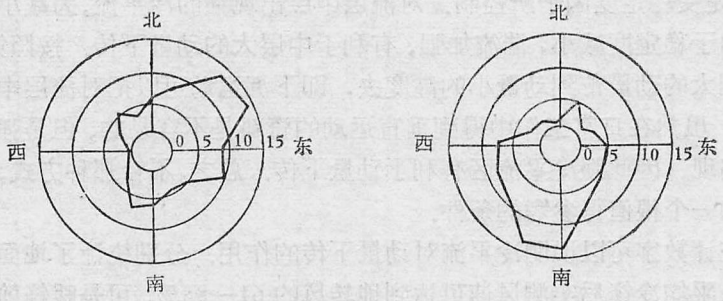


图 19·6　烟台夏季风向频率图

二、地形动力作用

山脉之走向、分布对风还有动力作用．动力作用有几种．一种叫作阻挡作用，因山脉的阻挡风向与按气压场应有之风向有明显差别，有时甚至会相差 180°．下面给出一个浙江衢县的例子（图 19·7）．衢县在仙霞岭与天目山之间，山谷走向自东北而西南，所以衢县经常吹东北风或西南风．这个例子说明当按气压场应吹西北风时，附近的站也吹西北风，而衢县却吹西南风．另一种叫作狭管效应，当气流从喇叭口地形地带通过时在峡谷中风

速加大，台湾海峡就是一个典型的例子（图 19·8）．当气流到峡谷出口处风速减小，这称为宽管效应．

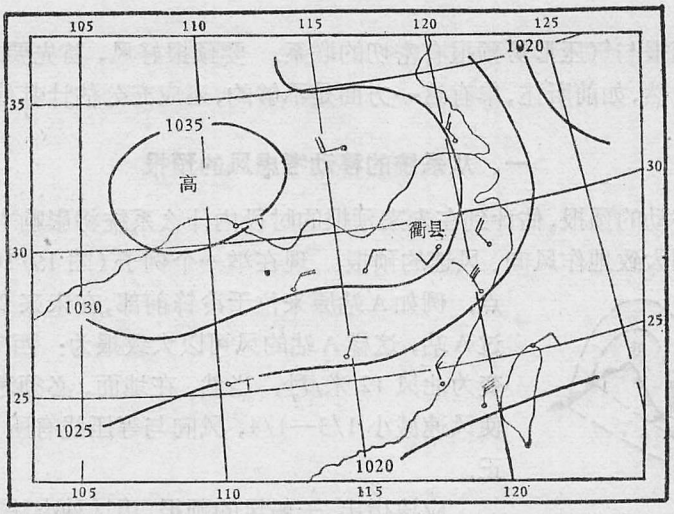


图 19·7　1962 年 1 月 2 日 08 时地面图

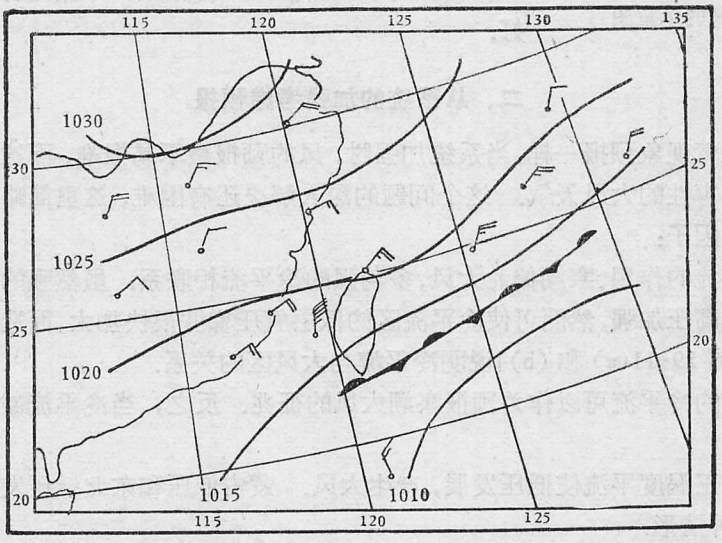


图 19·8　1962 年 1 月 7 日 20 时地面图

此外，当气流遇到孤立山峰时，有绕山峰两侧而过的现象，在向风面气流散开，背风面汇合．如果有一定风的切变，在背风面还会产生反气旋式涡流和气旋式涡流，如图 19·9 所示．

当冷空气从山上流下时，有加速空气运动的趋势，容易产生大风．春季南疆大风，大多是这种情况．

从上两节讨论，可知风除受基本天气形势控制之外，由于地表的特点，还受地面摩擦、动量下传、热力环流、地形等等的影响．因此，在做地面风的预报时，对于局部的地表特点，应充分注意．

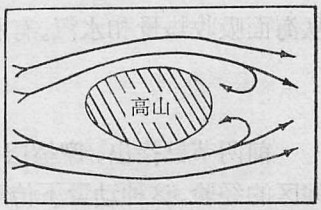


图 19·9　气流绕山峰时示意图

第三节　地面风的预报

地面风的预报与气压形势预报有密切的联系．要预报好风，首先要求做出准确的天气形势预报．自然，如前所述，单有这一方面是不够的，还应充分估计其他因子的作用．

一、从系统的移动考虑风的预报

根据系统移动的预报，估计到在未来预报的时段内什么系统将影响本地区后，就可以应用地转风原则大致地作风向、风速的预报．现在举一个例子（图 19·10），即可说明这点．例如A站原来位于冷锋前部，在未来 24 小时内冷锋移过A站，这样A站的风可以大致报为：西南风 8 米/秒，转变为北风 12 米/秒．当然，在地面，必须考虑摩擦的影响，使风速减小 1/3—1/4，风向与等压线有所偏离，要给予订正．

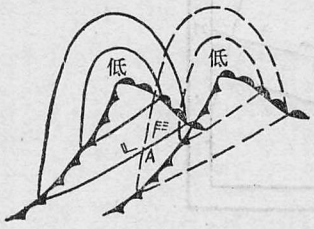


图 19·10　根据气压系统的移动预报风的示意图

应该指出，一般风的预报，用这种办法考虑还有一定的成效，但对于灾害性大风的预报，单用这种办法常不易报好．

二、从系统的加强考虑预报

与所有天气现象预报一样，当系统加强时，风的预报最不易报准，而这种情况下又往往容易出现灾害性的大风天气．这个问题的深入解决还有困难，这里简略介绍一些与大风预报有关的因子：

（1）冷平流的作用．寒潮偏北大风，多与强的冷平流相联系．虽然强的冷平流并不一定使整个寒潮高压加强，然而可使冷平流区的低层气压梯度很快加大，而造成大风．举出两幅示意图[图 19·11(a) 和 (b)]说明冷平流与大风区的关系．

因此，强的冷平流可以作为预报寒潮大风的征兆．反之，当冷平流减弱时，风将减小．

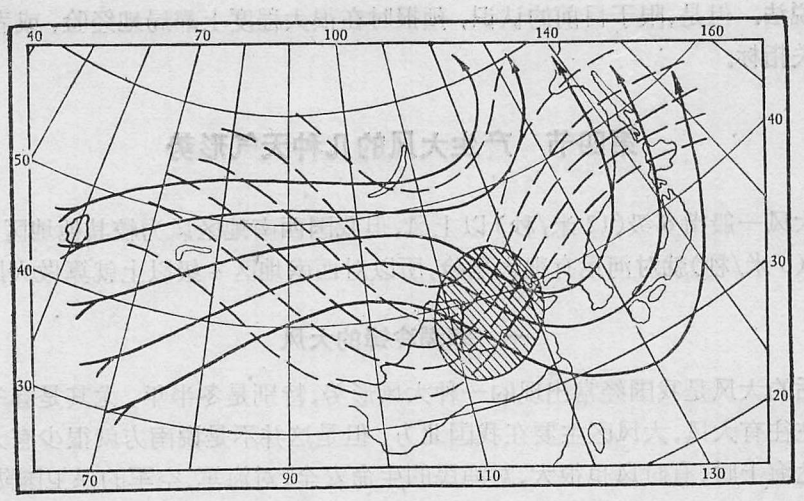
（2）强的正涡度平流使低压发展，产生大风．蒙古低压和东北低压发展时产生的大风，就属于这种情形．

（3）大量降水潜热释放使气旋加深，产生大风．我国春末夏初，在沿海一带，常见到这类气旋发展时的大风．至于台风、雷雨、飑线、产生的大风，更是直接与潜热释放的能量转换有关．

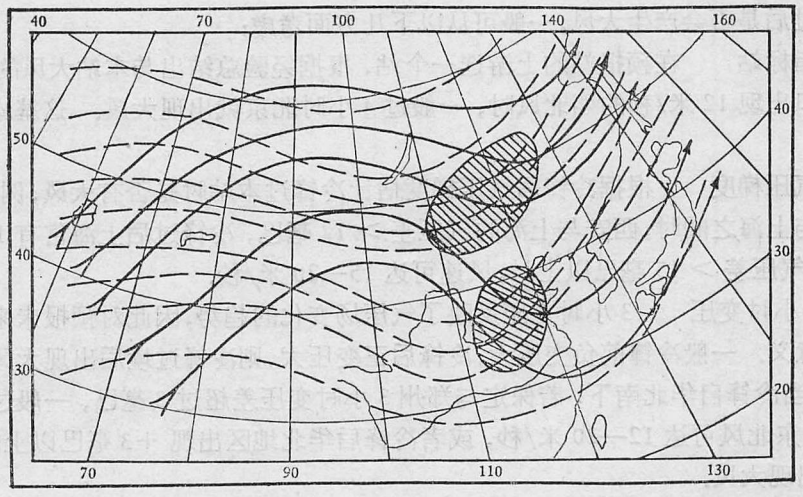
（4）气旋入海加深，产生大风．在冬半年，黄海、东海的海面温度较高，气旋入海后，从海面吸收热量和水汽，有利于加深，常出现大风．

三、乱流动量下传

前两节已指出，摩擦层中和自由大气中的动量下传有利于地面风速增大．根据许多地区的经验，这种动量下传对于风的预报是不可忽视的．要从数值上估计动量下传是很困难的，而且有时传递机制还不清楚．然而稳定度的条件还是可以参考的，因为湍流强弱与



(a)



(b)

图 19·11　大风区同冷平流关系示意图
(断线为等厚度线,实线为 500 或 700 毫巴等高线,斜线区表示大风区)

稳定度有关,稳定度越小,动量下传越大. 对流层中层冷平流强度也可参考,冷平流强,下沉运动强,有利于动量下传,此外,风的垂直切变也是应该考虑的,切变大,动量下传也大.

四、局地的热力环流和地形的动力作用

这两种作用对局地风的影响已在前节讨论过. 但是结合具体天气形势做预报时,情况就复杂了,对于象海陆风、山谷风之类的简单热力环流还比较好处理,例如当它们与气压系统的风向一致时,使气压系统的风有所加强,反之减弱. 地形的动力作用就比较复杂,虽然地形是固定的,但是因为气流方向和大小不同,同一地形所产生的影响就大有不同. 特别是,当这两种作用相互影响时,使问题大为复杂,预报就感到很困难. 例如,在北京的春季,常常在清晨以前风力很微弱,风向偏北,午后变为西南风,风力达四、五级,有时超过地转风风速. 至今还难于确定是热力因素还是地形动力作用. 因此,有所谓地形热

力作用的说法．但是，限于目前的认识，预报时在很大程度上靠局地经验，或者根据经验找一些相关指标．

第四节　产生大风的几种天气形势

所谓大风一般指6级(12米/秒)以上风，但我国西南地区风力较其他地区平均要小，同时，4级(6米/秒)就对河运有很大危险，所以对西南地区4级以上就算做大风．

一、寒潮冷锋的大风

冷锋后的大风是我国经常出现的一种大风形势，特别是冬半年，尤其是春季，寒潮冷锋过境时往往有大风，大风区主要在我国北方，但是这并不是说南方就很少有大风，特别当冷锋到达海上时，有时风也很大，对渔民的生命安全，对海军、空军的保卫国防任务都有很多影响，绝不能忽视．

冷锋过后是否会产生大风，一般可从以下几方面考虑：

(1) 指标站　在预报站的上游选一个站，根据经验总结出与本站大风的关系．例如当张家口出现12米/秒的西北风时，一般过4小时北京就出现大风．这基本属于外推性质．

(2) 气压梯度　根据冷锋后气压梯度估计冷锋过本站时是否有大风，例如，当冷锋处在西安与上海之间时，西安与上海的气压差＞12毫巴，冷锋过后上海常有12米/秒以上的大风，气压差＞15毫巴以上时，风速可达15—20米/秒．

(3) 3小时变压　3小时变压反映了气压场变化的趋势，因此对预报未来大风也有很大指示意义．一般冷锋前负变压大，冷锋后正变压大，则冷锋过境后出现大风的可能性大．例如，当冷锋自华北南下，若保定与郑州3小时变压差超过3毫巴，一般过6小时左右，郑州的东北风可达12—20米/秒，或者冷锋后华北地区出现＋3毫巴以上的变压区，郑州也会出现大风．

(4) 温度差　冷锋前后的温度差反映了冷锋的强度，因此大风预报也需要考虑它．例如当冷锋在黄淮流域一带，汉口和北京的温差大于16℃时，冷锋过后，汉口一般可出现6—7级大风．

(5) 另外，冷锋过境不一定大风立刻就来，一般大风区在冷锋后三个多纬距以外的地区．所以北京大风平均出现在冷锋过后两个小时，而郑州则出现在冷锋过后6—7小时．这可能是锋区上下界的作用，地面锋面经常是锋区上界，在上界两侧风向切变明显，但风力差别不大，而在锋区下界两侧地面上均为西北风，或偏北风，风向无大差别，风速差别明显，大风就出现在紧靠锋区下界之后．

在我国北方，特别在春季，土壤表面干燥，大风常引起风沙．如表19·3给出一些站出现风沙的日数．民勤、嘉羌，全年风沙日数在100天以上，东北很多地区亦在15—20天之间，而且大部分都在春季．风沙多为粗大砂粒，自我国西北吹来，一般到不了南方，就都降落了，而较细的沙尘则可能到达南方，造成江南的浮尘．由于高空风速大，有时浮尘可以伸向锋前很远．江南出现浮尘不是偶然现象，浙江农民叫浮尘为“风花”，认为是下雨的前兆，就说明浮尘经常在冷锋前出现．

表 19·3　我国北部春季风沙日数

站　名	春季风沙日数	占全年百分比	站　名	春季风沙日数	占全年百分比
呼　玛	7.5	79	民　勤	136.4	36
齐齐哈尔	18.1	69	酒　泉	49.5	43
哈尔滨	15.0	58	哈　密	27.2	49
长　春	16.5	65	吐鲁番	30.3	54
沈　阳	18.9	57	若　羌	103.5	37
阿巴哈纳尔旗	15.3	52	和　田	46.0	49
张家口	43.8	44	库　车	29.4	36

二、偏南大风

这是我国东部常见的大风，多出现在地面高压的西部地区，以东北、华北和华东地区最为常见．这类大风出现的形势，有如下两个特点：

（1）地面气压场多为“南高北低”或“东高西低”形势．当冷高压变性停留在我国东部海面，或者加强或者少动．同时，自西边有低压东移，并不断加深时，在高低压之间气压梯度增加而产生大风．

（2）高空偏南气流与地面偏南气流相互叠置的地区，有利于大风的出现．

东北和内蒙出现偏南大风的地面形势多为“南高北低”型．这种高压大都是冷高入海后变性而并入太平洋高压而加强的，如图 19·12（a）所示．高空槽线呈东北—西南向，槽前有低压配合，因此这种高空形势也有利于地面低压的加强．如低压在内蒙发展，一般会有五，六级以上偏南大风．如在东北发展，常在松辽平原出现偏南大风．

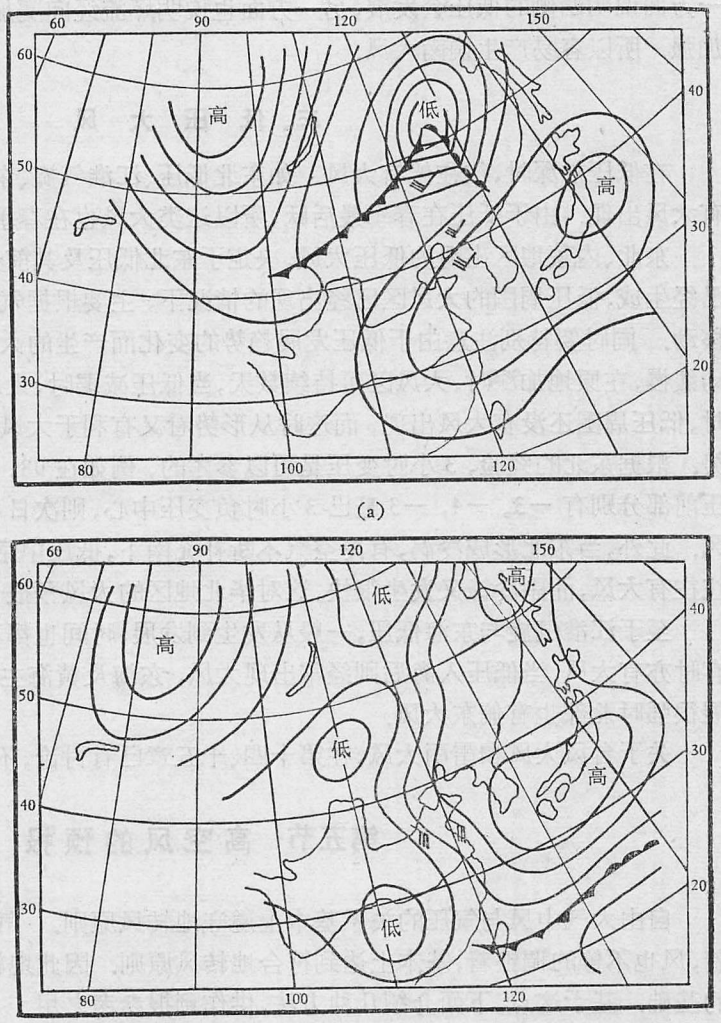


图 19·12　偏南大风形势示意图

东部沿海偏南大风的地面形势为“东高西低”型．这种高压为暖性高压（太平洋高压的

一部分). 当它显著加强,且在其西部有低压发展时,则在偏南气流地区会出现大风,如图19·12(b)所示.这类大风以春季最多,秋季次之,这与过渡季节冷暖空气都相当活跃有关.

在我国云南地区有时有很强的偏南大风. 出现的形势为: 在冬、春季节, 在700和500毫巴高度上, 当孟加拉湾地区有低槽发展时, 南海地区为高压, 高压脊伸至云南的东部,这时云南正处于槽前脊后, 常出现西南大风, 下午最大风速个别时候可达10级以上. 因此,预报这种大风的出现,关键在于预报南海上空高压的加强和维持.

综上所述, 无论东北地区"南高北低"形势下的西南大风, 还是东部沿海的东南大风, 或者华中与云南的西南大风,关键都在于预报出东部高压的稳定加强. 有了这个条件,再加上西部移来的低压加深就容易出现大风了. 经验指出,高压后部有强烈暖平流时,有利于产生偏南大风. 例如当北京和沈阳上空850—500毫巴各高度, 连续2天以上都在增温, 且 $\Delta T_{24} > 5℃$, 则次日东北平原将产生偏南大风. 这也不难理解, 因为暖平流强烈一方面说明西侧的低压会发展,另一方面也说明环流经向度加大,有利于东部的高压稳定加强. 所以容易产生偏南大风.

三、低 压 大 风

在低压加深时,往往伴有大风. 如东北低压、江淮气旋、东海低压,在发展过程中经常有大风出现. 由于低压在春季最活跃,所以这类大风也在春季最多.

东北、内蒙地区出现的低压大风,决定于东北低压及其前身蒙古低压的发展. 当低压已经生成,低压周围的大风区已经出现的情况下, 主要根据气压形势预报, 决定大风区的移动. 同时要特别注意由于低压发展趋势的变化而产生的大风区的变化, 如低压受阻移动缓慢,在原地加深时,大风区可持续数天,当低压减弱时,大风区会减弱消失. 如果预报时,低压周围还没有大风出现, 而这时从形势看又有利于大风出现, 就要注意低压发展趋势. 根据东北的经验, 3小时变压是可以参考的, 例如在08, 14, 20时三张地面图上, 低压前部分别有 −3, −4, −3毫巴 3小时负变压中心,则次日可能出现18米/秒以上的大风. 此外,当东北形成冷涡,有冷空气不断补充南下,低压中常有副冷锋出现,副冷锋后也往往有大风,而副冷锋又发生很快,这对华北地区的大风预报也是值得注意的.

至于江淮气旋与东海低压,一般从发生到发展,时间也都不长,在陆上主要产生暴雨,有时亦有大风,当低压入海后则经常出现大风, 东海及黄海主要是东南风及南风, 低压发展很强时北部也有偏东大风.

关于台风大风和雷雨大风,在第十四、十五章已有讨论,不再复述.

第五节 高空风的预报

自由大气中风与气压的关系基本上遵守地转风原则. 气压形势无时无地不在变化着,风也不停的调整着,基本上达到符合地转风原则. 因此地转风原则就成为高空风预报的基础. 基于这点,下面介绍几种方法,供作预报参考之用.

一、气压形势预报的应用

预报气压形势的一般方法,如连贯法、长波槽移动等都是可以应用的. 一旦形势预报

出来后，即可根据地转风原则，预报局部地区的风，关于这些方法，可参看有关章节．这里介绍如何根据高空图（如500毫巴图）上变高中心的预报，来定性地预报风的变化趋势（图19·13），其规律有：

（1）在预报的负变高区的南（北）边等高线趋于密集（稀疏），风速加大（减小）．

（2）在预报的正变高区的南（北）边，等高线趋于稀疏（密集），风速减小（加大）．

（3）在预报的负变高区的下（上）游，风向向左（右）偏转．

（4）在预报的正变高区的下（上）游，风向向右（左）偏转．

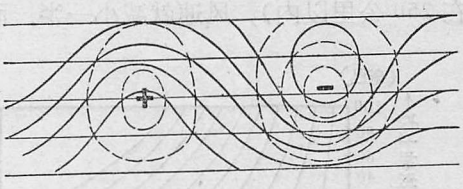


图19·13　变高中心与风的预报
（断线表示未来的变高线）

至于变高的预报方法，大致有：（1）气流对变高的引导，（2）涡度平流，（3）温度平流等，这些都在前些章节介绍过，不再重复．有了变高预报，就可应用上述规律，做风的预报．

二、热成风的应用

自由大气中风随高度的变化，基本上遵守热成风原则，因此，这也是风的预报中广泛应用的一条原则．由热成风原则得出这样的规律：当有暖（冷）平流时，风随高度向右（左）偏转；平流愈强，风速随高度增大愈快，根据这条规则可以大致预报非标准等压面高度上的风．例如要预报400毫巴上某地区的风，可以先根据500毫巴的气压形势，预报出该地区500毫巴上的风，设为西南风，再根据温度平流的分布，若该区为暖平流区，则400毫巴上风应偏于500毫巴西风的右边．因此，可预报为西南偏西风．

三、几个单站测风资料的应用

在没有高空图时，可以用几个单站测风资料计算地转风，以便做预报，这里介绍一种所谓的三点法．

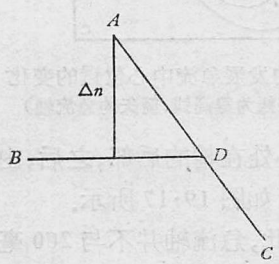


图19·14　三点法计算高空风速

例如要计算某站的高空风，在其周围选三个距离较近的站：A，B，C（图19·14）．三个站在所需等压面的高度值为H_A，H_B，H_C，如果$H_A < H_B < H_C$，则连AC，在AC线上内插求出一点D，使$H_D = H_B$，则BD即为风向，做自A点到BD的垂线Δn，即可求出地转风．

$$v_g = \frac{g}{2\omega \sin\varphi}\frac{\Delta H}{\Delta n},$$

式中　$\Delta H = H_B - H_A$，φ为纬度．

这样计算的地转风，乃是当时的值，在高空风变化很慢的情况下，可以近似地作为预报值．否则就要加上形势变化的修正．

第六节　急流和晴空湍流

一、急流的结构

急流结构很大的特点是：垂直切变和水平切变都很大．

在对流层中层风速稳定向上增大，接近急流轴，风速增大很快，平均垂直切变约为每一公里 7—8 米/秒．自急流轴再往上，风速很快减小．垂直切变和轴心最大风速有相当的关系，急流愈强，其上下的垂直切变愈大，见图 19·15．

在急流的高度上，风的水平切变也很大．大致在距离轴心 500 公里处（个别情况，在 250 公里以内），风速就减小一半．而且如图 19·16 所示，几乎在各种情况下，轴以北的水平切变远大于轴以南的切变．因此，在轴线以北有很强的气旋式涡度，绝对涡度远大于地转涡度，而轴线以南，有强的反气旋涡度，绝对涡度接近于零．

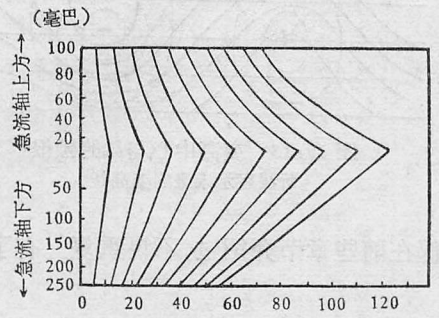


图 19·15　风速垂直廓线随急流速度而变化的模式

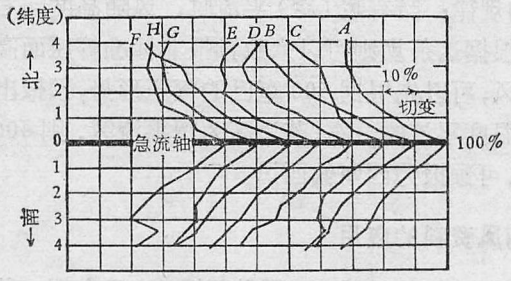


图 19·16　各种类型急流的水平风速廓线
（以相对急流轴的百分数表示）
（A：平均廓线，　B：强急流，　C：急流轴上方，
D：急流轴处，　E：急流轴下方，　F：气旋式气流，
G：直线气流，　H：反气旋式气流）

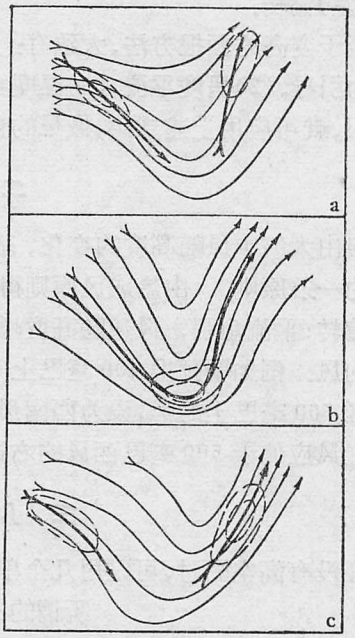


图 19·17　随着槽的发展急流中心位置的变化
（断线为等风速线，实线为等高线，箭矢为急流轴）

在对流层高层 200—300 毫巴上当槽发展时，急流强风速中心处在槽的后部，之后，由于急流中心比槽移动得快，强风速中心很快地绕过槽线移到槽前，如图 19·17 所示．

急流轴一般与等高线有相同的波动形状，但振幅不一样．因此，急流轴并不与 200 毫巴或 300 毫巴上的等高线相平行；常有 200 位势米的交叉．一般地说，槽前急流由高值等高线向低值等高线交叉，槽后急流由低值等高线向高值等高线交叉（图 19·17）．

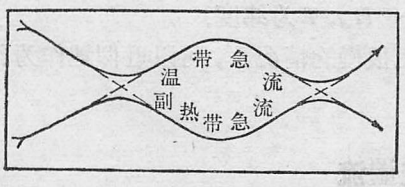


图 19·18　温带急流与副热带急流相互位置的模式

西风急流有两支，即温带急流（或叫北支急流）和副热带急流（或叫南支急流）．它们之间有反位相振动的关系，即前者的槽和后者的脊常在同一经度内出现，它们并在一定的经度内汇合，如图 19·18 所示．通过我国上空的两支急流，当北支在青藏高原以北呈脊形时，南支在高原以南常呈槽形，而后这两支急流常在东亚沿岸日

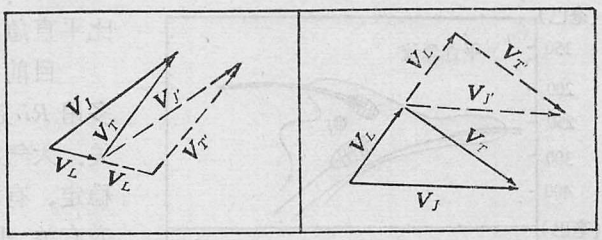
本附近汇合.

二、急流的预报

急流的预报对于民航及国防都很重要,这方面的了解目前还很不完整,这里只介绍一些常用的知识:

1. 热成风关系的应用

根据热成风原则,如果只考虑平流过程,由测风记录或由500毫巴或300毫巴温压场可以大致定性地估计未来短时间内(例如12小时内)急流的位置. 参考图19·19(a),其中$\boldsymbol{V}_L$、$\boldsymbol{V}_T$、$\boldsymbol{V}_J$分别表示较低层次(500毫巴或400毫巴)上的风向量、风切变,及急流高度上的风向量. 这里$\boldsymbol{V}_T$即为L高度到急流高度的平均等温线的走向和梯度. 如果在预报时段内只考虑平流过程,平均等温线将沿$\boldsymbol{V}_L$平移,移到虚线所示的位置. $\boldsymbol{V}_J$表示未来12小时急流的走向和位置. 类似地,有如图19·19(b)所示的未来急流的位置.



(a) (b)

图19·19 利用热成风预报急流

同理,如分析500毫巴温压场,并将急流轴的位置绘在图上,由图上急流轴处选几个点求12小时等温线的平移位置,再以现在500毫巴上的风代替未来12小时的风,这样应用热成风原则可以订出未来急流轴的大致位置.

根据上述讨论,可以得到如下定性规则:如果急流位于冷平流区,急流未来要南移,如果急流位于暖平流区,未来要北移.

2. 急流未来强度的估计

急流的强弱与水平温度梯度有关,估计温度梯度增减可以大致预报出急流未来是增强或减弱. 因此,实际上可以由预报高空锋生、锋消来预报急流的加强和减弱. 目前,预报高空锋生通常是用运动学原则. 按这种原则可以由高空图(如500毫巴或300毫巴图)上等温线密集与稀疏揭示锋生、锋消,也可以揭示急流的加强与减弱. 由此可得到如下规则:

如果急流轴的左方有冷(暖)平流,右方有暖(冷)平流;或者冷(暖)平流向右方减弱或暖(冷)平流向左方减弱,都表示未来急流要加强(减弱).

3. 应用急流本身活动的经验规律来预报其移动

例如沿急流轴常有最强风速中心,它有不断向下游传播的趋势,传播速度约为10—20米/秒. 又例如,在前一小节所谈到的,急流的最强风速中心常由槽后移到槽底,再由槽底移到槽前、脊顶.

4. 应用急流与其它天气系统的经验关系来预报其移动

急流与高空槽、脊、阻塞高压、切断低压,甚至与地面锋面气旋都有一定的联系,随着这些系统的生消和移动,急流也在一定程度上相应地生消和移动. 例如,寒潮爆发时,急流逐渐南移并加强,寒潮削弱时,急流也减弱并北移. 例如,切断过程发展时,急流有分支

现象．又如，可以应用温带急流与副热带急流反位相振动的关系作预报．

三、晴 空 湍 流

对流层中有三个层次常出现严重的湍流：(1)近地面层（由于地形扰动而引起），(2)锋区上部(由于风的垂直切变很大而引起)，(3)急流附近．急流附近的湍流通常称为晴空湍流．这个地区的湍流对航行危害很大，因此也为人们所注意．

晴空湍流大多出现在急流附近，轴线的左边(背向急流) 200 公里范围内，也就是气旋式切变最大的地区，出现的机率较多，垂直方向大致集中在 10 公里到 12 公里高度上，在这范围以外机率大大减少．图 19·20 给出三种不同急流形式下的湍流分布情况（此图是一国外飞机侦察的结果）．由图看到，弯曲急流比平直急流出现晴空湍流的机率要多．

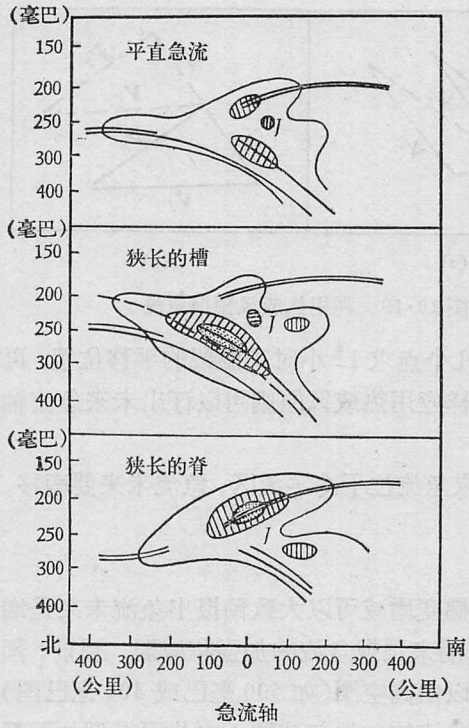


图 19·20　急流附近湍流区的理想模式
（J 为急流，双线为对流层顶，点阴影为强烈湍流区，斜线区为中等强度湍流区，直线区为微弱湍流区）

目前探讨晴空湍流出现机率所用的判据大多用 Ri 数．湍流的增长与否和大气稳定度有关．大气稳定，不利于湍流发展，反之，大气不稳定，有利于湍流发展．湍流发展还与垂直切变有关，垂直切变是涡度的水平分量，垂直切变大，湍流容易发展．根据理论推导出一个判据，即 R_i 数：

$$R_i = \frac{g}{\theta}\frac{\dfrac{\Delta\theta}{\Delta z}}{\left(\dfrac{\Delta v}{\Delta z}\right)^2},$$

其中 $\Delta v/\Delta z$ 为垂直切变，θ 为位温．$\Delta\theta/\Delta z$ 度量垂直稳定度．当 R_i 数小时，湍流容易发展．人们应用急流附近的实际观测资料计算 R_i 数，并找与出现湍流的机率的相关，发现当 R_i 数在 0.6 到 1.0 之间出现湍流的百分比最高．

此外，根据经验，发现当 $\dfrac{\Delta v}{\Delta z} > 0.01$/秒(垂直距离大约取 400 米)时出现湍流的机率较多：当 $\dfrac{\Delta v}{\Delta z} > 0.02$/秒时，出现严重湍流的机率较多．还发现单用 $\Delta\theta/\Delta z$ 这个量求其与湍流出现机率的关系结果并不太好．

四、晴空湍流的预报

这种预报基本上是根据实况作判断．这里给出一些线索，供预报参考：

(1) 用 400 毫巴以上资料计算 R_i 数，分析等 R_i 线，确定出现湍流机率最多的地区，而后认为这些乱流区可以持续 12 小时左右．

(2) 先报 12 小时或 18 小时的风场，而后计算产生湍流的一些参数，如 $\Delta v/\Delta z$ 等，这样可以得出湍流出现的机率．

(3) 先求某些参数，如 R_i 数，$\Delta v/\Delta z$ 等，而后绘等值线，定出湍流出现的机率，再用300毫巴或200毫巴上的风平移12小时，或18小时，即可报出未来出现湍流的地区.

求 $\Delta v/\Delta z$ 时，如果测风记录不好，就用热成风关系来求.

这类方法究竟有多大的可靠性还很难说，因为急流附近湍流的实况记录不易得到，精确验证就发生困难. 自然，经过长期的实践，这方面的预报会逐渐完善.

第二十章　温度的预报

温度变化的预报，特别是最高温度与最低温度的预报，显然对农业生产有很大影响．例如霜冻预报，主要就是最低温度的预报．华北的干热风，华南的寒露风都是对生产有很大影响的．不但如此，气温的预报对于国防，特别对于现代化的部队也有重要意义．此外，温度预报还是其它天气现象预报的基础，所以，做好温度预报是很重要的．这一章主要是讨论近地面空气，即百叶箱高度空气温度的预报问题．

第一节　影响气温变化的因子

为了说明问题，先从热力学第一定律分析一下影响气温变化的因子．热力学第一定律可以写成

$$\frac{dT}{dt}=\frac{1}{c_p}\frac{dQ}{dt}+\frac{RT}{c_pP}\frac{dP}{dt}\cong\frac{1}{c_p}\frac{dQ}{dt}-w\gamma_d.$$

这里符号与第一篇中用的一样，再将

$$\frac{dT}{dt}=\frac{\partial T}{\partial t}+\boldsymbol{V}\cdot\nabla T+w\frac{\partial T}{\partial z}$$

代入上式，并移项得到

$$\frac{\partial T}{\partial t}=-\boldsymbol{V}\cdot\nabla T-w(\gamma_d-\gamma)+\frac{1}{c_p}\frac{dQ}{dt}. \tag{20·1}$$

这里 $\frac{\partial T}{\partial t}$ 表示气温的局地变化，它是由如下几种因子引起的．

一、温　度　平　流

即 $-\boldsymbol{V}\cdot\nabla T$，这一因子在我国所有地区都很重要，因为冷暖空气几天就有一次交替．同时它对高空和地面的气温变化均有很大影响．特别在高空，由于辐射引起的温度变化每天只有 1℃ 左右，而水汽凝结只在有限地区进行，所以平流就显得很重要．对于地面气温，它也是一个决定日平均气温的主要因子．平流强时，对于一个地区的气温日变化也有很大影响，常常掩盖了“正常”日变化．例如，当强冷空气在白天侵入时，会有最高温度不出现在白天的现象．决定温度平流是比较容易的，由水平温度梯度和风就可以算出．

二、绝　热　冷　却

即 $-w(\gamma_d-\gamma)$，其物理意义是，如果层结 $\gamma<\gamma_d$ 的话，下沉增暖上升冷却，其大小既决定于垂直运动的大小，也决定于层结稳定度．这一因子在高空也是很重要的，其大小与温度平流相当．对于地面气温，由于在平原地区垂直运动近于零，可以忽略这个因子．但是在山区附近的测站，当有风时，这一因子就起作用了．例如，北京西北为燕山山

脉，高度一千多米，当冷空气自西北下来时，沿燕山下沉，温度会增高几度．在北京常常观测到，在夜间有寒潮侵袭时气温下降并不厉害，有时反而升高就主要是下沉增暖的作用．

三、非绝热作用

即 dQ/dt 项，它包括辐射、湍流交换、凝结等过程．这些过程，当气团移过或静止于一定地区时会影响气团的温湿特征．也会影响局地温度的日变化．

当气团移到不同下垫面上，通过上述这些过程，会影响气团的性质，这叫做气团变性．例如当冷空气在西伯利亚西部时为 −30℃，往南侵袭过程中气温不断升高，因为除去下沉增暖的绝热作用外，还受一系列非绝热过程的影响．在预报日平均气温时要考虑这些过程．但是，到目前为止，作定量计算还有困难，在日常预报中只能根据经验资料加以估计．通常有这样一条经验：冷空气再往南移动一个纬度，气温约升高 1℃．

至于这些过程对局部地区温度日变化的影响，这是最高最低温度预报的问题，留待下节讨论．

第二节　地表层的局地热量收支

要了解局地气温变化，应先对地表层热量收支有所了解．地表层是指从地面以下几米深度起通过地面到离地面 50 到 100 米大气为止的一层，地面是参考面，即热量收支是相对地面而言的．影响地面温度的热量是五种热通量的总和：(1)太阳(短波)辐射，以 S 表示，(2)长波辐射通量，以 R 表示，(3)地面与大气之间的湍流热通量以 P' 表示，(4)土壤中的热通量，以 A' 表示，(5)地面水汽凝结或蒸发的热通量，以 LE' 表示．这里 L 为凝结潜热，E' 为蒸发量或凝结量．其中 S 与 R 只在地面和大气中存在，湍流只在大气中进行，A' 在地下，LE' 既能在大气中存在，也能在土壤内存在．在平衡的情况下，会有如下关系：

$$S + R + P' + A' + LE' = 0 \qquad (20\cdot2)$$

这里各个通量均未给正负号，在具体情况下，凡指向地面的通量都记为正．图 20·1 给出上式的示意图．图中曲线表示一天中不同时间的热量平衡情况，可以说明为了达到热量平衡某些热通量方向的变化．

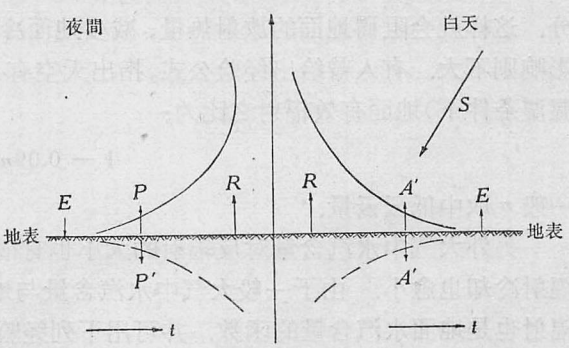


图 20·1　在一天中不同时间内低层大气和浅土壤层里温度分布情况
(箭头表示土壤层热通量 A' 和大气中湍流热通量 P' 的方向和大小)

一、太阳(短波)辐射 S

太阳辐射进入大气后，一部分为大气中某些成分如臭氧、水汽等所吸收，一部分为空气中某些质点如沙粒、水滴等所散射（称为散射辐射），其余达到地面的，称为直接辐射．当然，散射辐射是向四面八方散射的，所以

也有一部分达到地面，这里的太阳辐射通量 S 是指直接辐射和能达到地面的那一部分散射辐射的和．大气的成份对于天气预报来说，可以认为是不变的，只有云是变化较大的．所以对短时间来说，影响太阳辐射的主要是云．白天晴天气温高，阴天气温低就是一个很明显的例子．但各种云对太阳辐射的影响是不同的．从表 20·1 中数字可见，全天高云，即云量为 10 的情况下尚有 80% 以上的太阳辐射能达到地面，而全天低云或有雾的情况下，则只有 20% 左右的太阳辐射能达到地面．

表 20·1　阴天时太阳辐射占晴天太阳辐射的百分比

大气质量	Ci	Cs	Ac	As	Sc	St	Ns	雾
1.1—4.0	85.80	84—65	52—45	41	35—31	25—24	15—25	17—18

但是，能达到地面的太阳辐射也并不能完全为地面所吸收，还有一部分要反射掉．反射量占入射量的百分比称为反射率，其大小视地表状态而定．表 20·2 给出各种地表面的反射率．由表可知，雪面反射率最大，水面反射率最小．所以地表面的状况不同，反射率不同，太阳辐射通量在热平衡中所起的作用也不同．

表 20·2　各种地表面的反射率

地表状态	反射率(%)	地表状态	反射率(%)	地表状态	反射率(%)
水　面	8—10	沙　漠	25—40	积　云	70—90
森　林	5—18	层云(厚度小于 1 公里)	54	积雪（新）	81—89
草原、耕地	15—30	高层云(厚度达 2 公里)	76	积雪（旧）	70

二、长波辐射通量

地面和大气由于温度低，辐射能量主要集中在波长较长的方面，称为长波辐射．地表面一方面按其绝对温度向外辐射热量，另一方面要接受来自大气的反辐射，这两部份之差称为有效辐射．当有云时，云层也按云底的温度放射热量，地面也要接受其中的一部分．这样就会阻碍地面的放射热量，减少地面冷却．这种作用以低云为最大，高云、薄云影响则不大．有人曾给出经验公式，指出天空有 n 成云时地面有效辐射与无云时(在同一温湿条件下)地面有效辐射之比为：

$$1 - 0.09n,$$

一般 n 取中低云云量．

另外大气中水汽含量对反辐射的大小也有很大影响．空气愈潮湿，反辐射愈强，地面辐射冷却也愈小．由于一般大气中水汽含量与地面水汽含量有一定关系，所以地面有效辐射也是地面水汽含量的函数．并可用下列经验公式表示：

$$R(0) = \sigma T^4(1 - a - b\sqrt{e}).$$

其中 e 为水汽含量，用水汽压表示，σ 为常数，T 为地面绝对温度，a，b 为经验系数．这就是在预报地面最低温度时经常考虑地面空气湿润程度的理由．

三、湍流热通量

在低层大气中通过一平方厘米横截面的湍流热通量等于：

$$P' = \rho c_p K_H \frac{\partial \theta}{\partial z}.$$

这里 $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ 为位温垂直梯度，用来表示未饱和空气的稳定度，K_H 为交换系数．K_H 并不是一个常数，它是地面粗糙度、风速和温度层结的函数．在风速不到 4 米/秒时，不论与风速还是与温度层结都没有一种简单的关系．当风速大于 4 米/秒时与风速有近似的线性关系（表 20·3）．

表 20·3　交换系数与风速的关系

风速（米/秒）	4	6	8
K_H（厘米²/秒）	1800	3000	4000

由表可知，风速愈大，K_H 或湍流交换愈厉害．同时，观测指出，层结愈不稳定，K_H 或湍流交换愈厉害．虽然定量上求得 K_H 的数值较困难，但是定性的估计湍流交换的强度，在做气温日变化的预报时还是必要的．

由 P' 的表达式，可以确定湍流热通量的方向．

（1）在稳定的低层大气中，即 $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$，热量向下传递．

（2）在不稳定的低层大气中，即 $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$，热量向上传递．

所以，在有辐射逆温的夜晚，湍流不断的将逆温层上部的热量传给地面，补偿一部分辐射冷却．在陆地白天出现超绝热减温率时，湍流不断的把地面的热量传给比较厚的气层．

四、土壤中的热通量 A'

土壤中热通量 A' 的表达式为：

$$A' = -\rho_s C_s K_s \frac{\partial T}{\partial z}.$$

式中 $\frac{\partial T}{\partial z}$ 为土壤中温度的垂直梯度，K_s 为土壤的热扩散率，C_s 为土壤比热，ρ_s 为土壤密度．$\rho_s C_s K_s$ 的乘积称为导热率．

由表 20·4 可以看出各种不同土壤的导热性质．雪面导热率很小，可以说是很好的热绝缘体．干土的导热率比湿土差，水的导热率很强．

表 20·4　各种土壤和水的导热率

土壤状况	导热率（卡/度·厘米·秒）
有湍流的水	1—100
泥水	0.0058
静水	0.0015
砂粘土（含水15%）	0.0022
牧场	0.0007
石英砂土（干）	0.0007
雪	0.0003

五、地面凝结热通量

白天地表面蒸发水分就要消耗掉一部份地面的热量，然而，除在水面或夏季很潮湿的地面之外，一般这个数量不大．反之，当地面有霜露凝结时，也放出潜热，但同样

数值也不大. 所以在做地面气温日变化时常常略去这个通量不计.

根据上面的讨论,控制地表面的热量收支的过程很复杂,也很难用分析的形式表达出来. 不过有些因子的作用还是可以定性地估计的. 在预报地面气温时概括的讲可以考虑以下几个因子.

(1) 云,包括云量、云高,特别是低云量;

(2) 近地面大气中的水汽含量;

(3) 地表面状况,特别是干湿情况;

(4) 低层大气的稳定度;

(5) 风速或风速垂直切变.

第三节 气温日变化

现在利用上节所讲的结果,讨论它们是怎样影响一地气温日变化的,这是预报员们在做最高最低温度预报时很关心的问题.

一、云的影响

决定地面气温日变化的最根本的因子是辐射过程,而云是影响辐射的,因而对于地面的热量收支有很大影响. 白天有云,减少地面得到的太阳辐射, 夜晚有云, 增加向地面的反辐射, 大大减少了地面的有效辐射. 在这里云起到所谓的"花房效应". 因此晴天时气温日变化大, 阴天气温日变化小. 如果白天晴天, 夜里多云, 则最高温度高, 如果白天阴天,夜里晴天,则最低温度低. 有的地区阴天与晴天的气温日较差可以相差十几度. 但是要注意不同高度的云影响是不同的,因为不仅云的高度不同,云内水滴的大小与密度也不同. 一般低云影响最大. 但是云量多少具体对温度的影响怎样则因地理条件及季节而异,所以需要专门统计.

二、风的影响

湍流交换强弱在很大程度上决定于风速. 白天地面接受太阳辐射而增暖, 气温随高度减低,湍流交换将地面热量向上传,使地面气温增加削弱. 风强,湍流向上热通量也强,白天最高气温不致太高,反之最高气温高. 夜间,地面辐射冷却,经常有辐射逆温,湍流将热量往下传, 风强时这种向下通量大, 最低气温不致太低, 风弱或无风时, 最低气温会很低. 所以风强的日子里, 气温日变化小,无风时日变化大. 就气压系统来说, 一般在反气旋控制下,气温日变化大.

三、地面干湿

就一地来说,地面干湿程度是影响土壤热通量的很重要参数. 地面潮湿,在白天里容易把接受的太阳辐射热量大量向土壤深处传递,地面最高气温不致太高,在夜间容易把土壤中热量上传补偿一部份地面辐射冷却,最低气温不致太低. 同时由于地面潮湿,白天蒸发量较多,耗热量也多,而夜间容易产生凝结物如霜露之类,放出潜热,这样也使气温日较差减小. 所以在雨后转晴的日子里比起久旱天气来,如果其它条件差不多,前者的气温日

变化比后者为小．就地面条件不同的地区来说，草原地区气温日变化小，沙漠地区日变化大．

积雪表面情况复杂些，但一般来说气温日变化较小．雪面反射率很强，特别是洁白雪面，可以把太阳辐射反射掉 50% 以上，因此白天最高气温不会高．夜间雪面辐射冷却强，但雪面上一般水汽较多，同时冰面饱和水汽压低于水面饱和水汽压，容易产生凝结现象放出潜热，抵消一部分辐射冷却，最低气温不致太低．因而雪面相对于无雪地面而言，气温日变化要小些．

四、低层大气稳定度

湍流热交换不仅与风速大小有关，而且还与层结稳定度有关．层结稳定，地面热量不易向上传递到较厚层次，日出后地面接受太阳辐射，大量热量聚在地面附近气层里，气温剧烈升高，因此气温日变化大．如层结稳定度小，湍流容易将地面热量传递到较厚层次，日出后地面气温缓慢升高，因此日变化小．这两种情况，如图 20·2 所示，表示气温日变化和层结稳定度的关系．图 20·2(a) 为近地面气层很稳定情况，图 20·2(b) 为稳定度较小的情况．

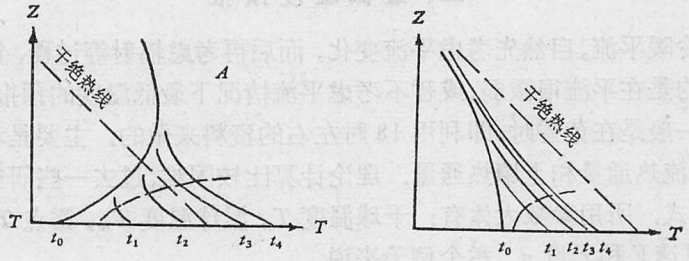


图 20·2　气温日变化和层结稳定度的关系

如果在地面某个高度上原先存在着逆温层，譬如像反气旋控制下的下沉逆温，地面增暖后往往湍流交换不足以破坏它．地面气温日变化多多少少同逆温层底的高度成正比关系(表 20·5)．

表 20·5　逆温层高度与气温日变化的关系

逆温层底的高度	气温日变化	逆温层底的高度	气温日变化
0—50 米	12.8℃	200—300 米	5.5℃
0—100 米	9.4℃	300—400 米	5.0℃
100—200 米	7.8℃	400—500 米	4.0℃

第四节　温　度　预　报

温度预报一般分为两种方法：预报日平均温度和最高、最低温度预报．分别讨论如下．

一、日平均温度预报

主要分为两步：首先考虑温度平流，其次决定气团移入过程中的变性程度.

预报温度平流，可用平移法，即在考虑气压形势不太变化的情况，从850毫巴图上由预报站开始逆着气流按风速大小求出24小时后的地点，这个地点即视为在24小时内达到本站的空气质点．减此两地的温度，即为温度平流．自然这样做是很粗的，气压形势变化大大影响精确度，但也可以作近似值考虑，而后进行适当订正.

在我国温度平流比较大的情况，多同冷空气活动相联系，特别是在冷锋过境时气温变化尤其大．在这种情况下，地面 ΔT_{24} 往往可以作为预报参数来考虑．首先可以参考冷锋过境后的测站 ΔT_{24}，根据经验选择距冷锋后8个纬距以外测站的 ΔT_{24}，可以作为此冷锋过境降温的大小．也可以选用固定指标站 ΔT_{24} 作为参考，例如张家口可选为北京指标站，锋面经过张家口后的 ΔT_{24} 可做北京 ΔT_{24} 的参考.

温度平流值或 ΔT_{24} 值估计出来后，再加上气团变性或地形影响的订正．这是很复杂的事，如要定量估计，只有利用统计资料.

二、最低温度预报

如果有强冷暖平流，自然先考虑平流变化，而后再考虑辐射等过程，得出最低温度预报．下面所谈的是在平流很微弱，或暂不考虑平流情况下最低温度的预报.

这种预报一般是在黄昏时，即利用18时左右的资料来做的．主要是考虑地面有效辐射，其次考虑湍流热通量和土壤热通量．理论计算比较困难，过去一些研究给了很多半理论、半经验的公式．所用参数大体有：干球温度 T，湿球温度 T_w，露点 T_d，水汽压 e（或相对湿度 f），风速 V 和云量 n．举个例子来说，

$$T_{\min} = T_d + a + bf + cf^2.$$

式中 T_d，f 为日落后露点和相对湿度，a，b，c 为经验常数.

也可以根据这些参数做成点聚图或统计表格之类．图20·3为查算北京1月份降温量的点聚图．图上纵坐标为当夜云量，横坐标为风速，预报出当夜的云量及风速，即可查出到第二天早上的降温量．把这个值从19时的温度中减去就得到第二天早上的最低温度．另外，还可把天气情况分为几种，统计出不同天气情况下的降温量．例如北京1月降温按三种情况统计如表20·6所示，阴天与少云的降温量差1倍之多．其中少云指低云量0—3，多云为低云

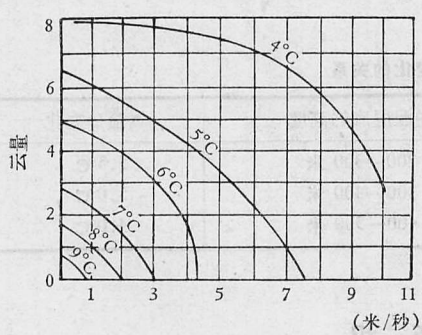


图20·3　北京1月降温量点聚图

表20·6　不同天气条件下北京1月降温量

天气条件	降温量
少云微风	7.9℃
多云微风或少云有风	5.2℃
阴天	3.7℃

量4—7，阴天指低云量8—10，微风为4米/秒以下，有风为4米/秒以上．如果是中高云可按 $10c_s \approx 7A_s \approx 4S_c$ 来折合．例如某日19时温度为 −5℃，预报夜间低云量5，风速为

2 米/秒，从图上查得 5.5℃，按分组统计应为 5.2℃，故预报第二天早上最低温度为 −10℃左右.

在没有任何统计资料的情况下，如果要预报第二天的最低温度，可以用当天最低温度为基础，估计当晚的天气与前一天晚上天气的差异来进行.

有时为了预报霜或霜冻，需要知道地面最低温度. 地面最低温度 T_s 和百叶箱内最低气温 T_a 之间有如下经验关系：

$$T_a = aT_s + b.$$

式中 a，b 为视风速和云量而定的经验常数，可以根据历史资料求得.

三、最高温度预报

控制最高温度主要是太阳辐射和湍流热通量，如果在比较干燥的地区，水汽蒸发热量 LE' 可以略去，甚至土壤热通量 A' 也可略去，同时太阳升高时太阳辐射远大于地面有效辐射，$S \gg R$，R 也可略去，因而(20·2)式变为

$$S + P' = 0.$$

就是这个简单热量平衡方程，要求最高温度的解也是复杂的. 但我们可以根据这个基本概念用探空曲线来求，如果在清晨做午后最高温度预报的话. 日出后辐射逆温破坏，太阳辐射使地面增暖，又因湍流交换使热量在近地面气层中均匀分布，即大气层结接近于 γ_d. 根据这种设想，利用清晨探空曲线，将 850 毫巴质点沿干绝热线下降到地面气压的高度，所示的温度近于该天最高温度. 自然，如果天空有云，风很小，或者地表潮湿等等天气条件出现，应根据经验或点聚图加以订正.

如果当天预报次日最高温度，可用点聚图和统计资料方法. 例如，各个台站可根据具体特点，选好参数，进行统计. 令当天最高温度和次日预报最高温度之差 ΔT 为

$$\Delta T = \Delta T_1 + \Delta T_2 + \Delta T_R.$$

ΔT_1 为白天云量日际变化所引起的变温，ΔT_2 为风向日际变化所引起的变温，ΔT_R 为降水引起的变温.

以北京 6 月最高温度预报为例. ΔT_1 可以按统计直线(如图 20·4)求得，例如云量为 4 时，$\Delta T_1 = -4.4$℃，ΔT_2 的值按三种情况分别统计，当白天盛行风向由偏北转为偏南(风速 2—5 米/秒)时，$\Delta T_2 \approx -3$℃，当风向由偏南转为偏北时，$\Delta T_2 \approx -2$℃，风向无明显变化时，ΔT_2 之值趋近于零. ΔT_R 的值可以用 $\Delta T_R = ct$ 求得. t 为降水时数，c 为系数，当 06—16 时内有降水时，$c = -0.3$℃/时，06 时前有降水时，$c = -0.1$℃/时.

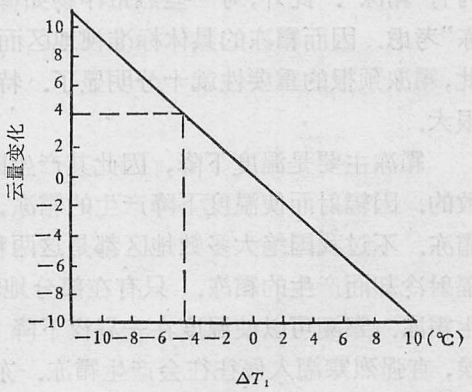


图 20·4　北京 6 月最高温度预报

例如某日最高温度为 30℃，次日白天预报云量由无云转阴天，云量变化为 10，则 $\Delta T_1 = -10.2$℃. 风的日变化预报为南转北，$\Delta T_2 = -2$℃，同时预计白天可降水 6 小时，$\Delta T_R = -0.3 \times 6 = -1.8$℃，

$$\Delta T = (-10.2℃) + (-2℃) + (-1.8℃) = -14.0℃.$$

预报次日最高温度 $T_m = 30 - 14 = 16$℃. 自然,不同地区,考虑的因子亦可能略有不同,但是这样估计最高温度还是比较客观的.

同样,如果在缺乏统计资料,而又必须预报第二天最高温度时,可以用第一天作为起点,然后比较第二天天气与当天天气的差别,定性估计最高温度的增减.

第五节　灾害性温度预报

除了日常温度预报方法之外,关键是要把握住温度的激烈变化,特别是灾害性的温度变化. 例如霜冻、寒露风、低温阴雨以及干热风等. 这些灾害性天气往往不是气温一种要素影响的结果,而是几种要素综合的结果. 但是这些灾害性天气常与强烈的冷暖空气活动有密切关系,所以预报也常着眼于温度预报. 伴随这些天气的温度激烈变化,往往是强的冷暖平流同时出现,或者是随着这些平流以后出现的. 温度的平流主要决定于天气形势及其演变,因此对这些灾害性天气的预报重点就是天气形势预报. 一般的做法是根据历史资料与历史天气图,把产生某种灾害性天气的过程加以概括总结出几种常见的模式,具体找出每一种模式,高空地面形势演变的基本特征. 模式包括当天的形势,前 3 天的形势,以及前 5 天的形势,这样在经常出现灾害性天气的季节,就要注意是否会出现这种形势,如果出现了与前 5 天的模式类似的形势,就更要特别注意其发展,看与历史上的例子有何共同与不同之处,如果前 3 天的形势仍然类似,一般预报把握就比较大了.

一、霜冻及其预报

首先要说明"霜"与"霜冻"是不同的. 霜是指在寒冷、晴朗、静稳的夜里,地面以及地面物体上凝结的冰晶. 而"霜冻"则是指日平均气温在 0℃ 以上,草温有短时间降低到 0℃ 以下的现象. 有时虽然没有霜出现,但草温下降到 0℃ 以下,农作物依然受到冻害,也视为有"霜冻". 此外,对一些热带作物如橡胶、柑桔等,5℃以下的低温已经不利,也作为"霜冻"考虑. 因而霜冻的具体标准视地区而定. 霜之所以对作物有损害,主要还是低温,因此,霜冻预报的重要性就十分明显了. 特别是秋季的早霜,以及春季的晚霜,对生产影响很大.

霜冻主要是温度下降,因此其产生因子是与第一节中所述的导致温度变化的因子一致的. 因辐射而使温度下降产生的霜冻,称为辐射霜冻,因冷平流而产生的霜冻称为平流霜冻. 不过我国绝大多数地区都是这两种因子综合产生的霜冻: 冷平流之后紧接着夜间辐射冷却而产生的霜冻. 只有在部分地区有时冷平流很强时,虽然辐射因子不利也能产生霜冻. 寒潮可以使温度在一昼夜下降 10℃ 以上,当秋季温度已经下降到 5—10℃ 的时候,有强烈寒潮入侵往往会产生霜冻. 东亚地区经常在 10 月中、下旬有一次强大的寒潮爆发,使黄河以北地区发生霜冻. 霜降节在 10 月 23—24 日正好反映了这个气候特点. 这也很明显. 廿四节气就是适应黄河流域的. 而长江流域以及以南地区都要到第二次强大的寒潮爆发,才能产生霜冻,这一般已到 11 月下旬到 12 月上旬了. 我国东部地区初霜出现日期的分布见图 20·5.

上面已经提到,最大的降温一般并不正好出现在冷锋之后,而是与冷锋有一段距离.

所以霜冻也并不出现在冷锋之后，而是当冷锋已南下，测站处在高压区内，这时与冷锋相联系的雨雪区也南移了，天气转晴，夜间辐射冷却强，最容易出现霜冻．有时，在中南区的北部，冷锋已过境，移到华南或出海，长江以北等压线变疏，风力减弱，雨雪刚停，虽然天空云量还多，亦可因强烈冷平流加上不太强的辐射冷却而出现霜冻．但这种阴天出现的霜冻在长江以南已经比较少见到．到了华南，霜冻主要不是出现在冷平流来临时，而是当气压已下降，风速减少，天气转好时才产生，在这里辐射冷却又是比较重要的因子了．图 20·6 给出一冷空气活动过程中高压的变化及霜区变化的例子．图 20·6(a) 是开始（记为第一天），高压中心在蒙古人民共和国，经河套到华中有一脊，霜区主要在长江以北淮河上游．以后高压分裂南下［图 20·6(b)，(c)］，霜区扩展到长江以南．可以看出，霜区与高压中心是相当一致的．分裂的高压带来了冷平流．虽然这时冷平流从强度来看，不如冷锋初下来时强，但因为气温已经下降到较低，再继续下降很容易接近 0℃，同时高压区天气晴朗，辐射条件十分有利．图 20·6(d) 说明，高压入海，霜区消失．因为这时低层气流偏南，暖空气已经逐渐代替了冷空气．

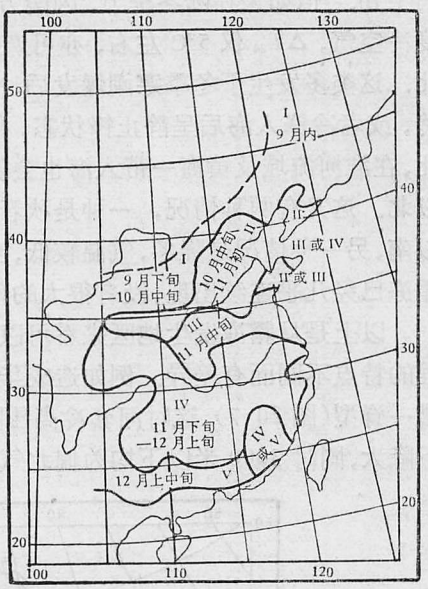


图 20·5　我国东部初霜日期分布

从对霜冻影响范围来看，冷空气活动可以分三类：第一类，霜冻区往南一直可达南岭

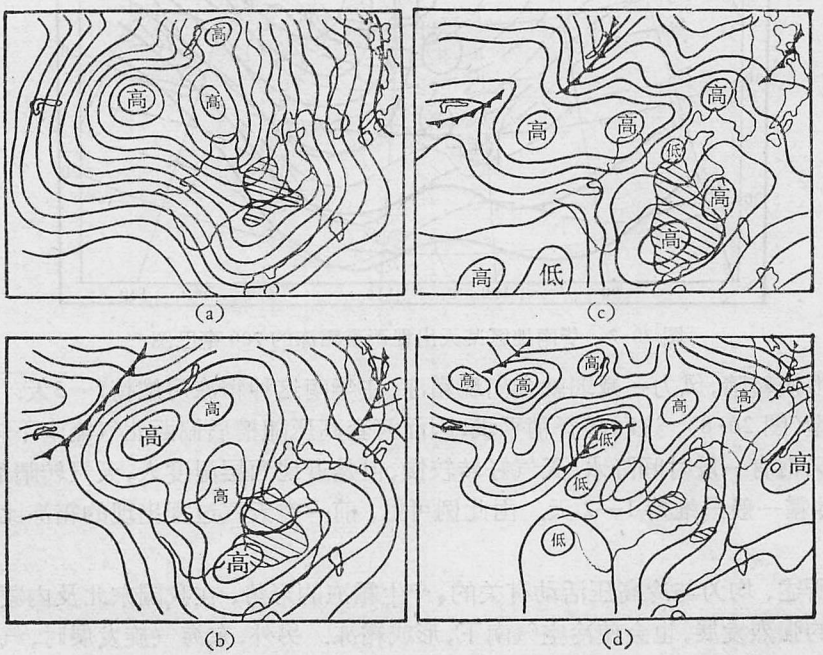


图 20·6　出现霜冻时的地面图示例

以南．当强大寒潮爆发时，ΔT_{24} 一般均大于 10℃，冷锋过后，雨区一消失，华南最低温度可达 0℃ 左右，随冷空气活动，霜区可自北而南，扩展到雷州半岛．这种情况多出现在 12 月上旬．但如果在隆冬季节，因南方各地气温本来已降低至 4—5℃，这时如果有中等强度冷空气，ΔT_{24} 仅 5℃ 左右，亦可产生波及华南的霜冻．第二类，霜冻影响仅及南岭以北．这类多发生于冬季寒潮爆发后，冷锋至华南转为静止锋的情况下，冷空气不能越过南岭，或者冷锋入海后呈静止锋状态，华南地区长期阴雨，亦无霜冻．当高压较弱，路径偏北，在淮河流域及黄海一带入海也会使霜冻限于南岭以北．第三类，霜冻主要出现在长江以北．这又有两种情况，一种是秋春之季，冷空气活动的影响尚未能使霜冻扩展到长江以南，另一种情况是隆冬，气温较低，当南方之霜区已消失，长江以北尚有一霜区，但这时霜冻已经几乎连续出现，没有很大的预报意义了．

以上是从霜冻发生地区来看可以分为三类，但是影响相同地区的霜冻又因为天气过程的特点不同而有差异．例如造成华南霜冻的天气过程基本上可以分成二种．一种为一槽一脊型(图 20·7)，这时河套冷高压随槽后较强的偏北气流迅速南下，气团变性小，气温下降大，同时 3000 米以下均为偏北气流控制，暖湿气流不得北上，因此无广大雨区，冷锋

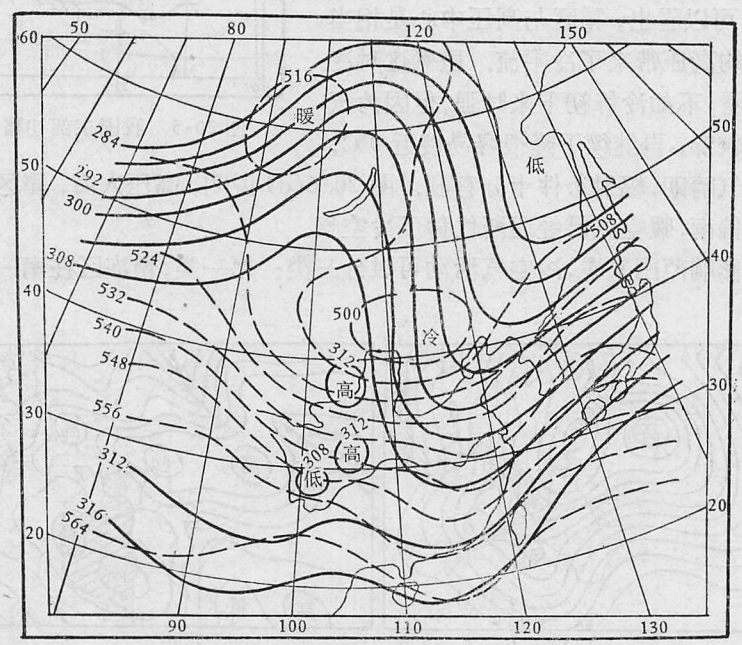


图 20·7　华南地区某天出现严重霜冻的 700 毫巴图

过后天气很快转晴，风力一减弱就会出现霜冻，在华南这种霜冻可维持2—3天．另一种为两槽一脊型(图 20·8)，这时槽脊稍平浅，因而河套高压随槽后偏西北气流南下较缓慢，气团变性大又常有一段时间降水，天气好转较慢，但是近地面层湿度大，天气转晴后，易产生霜，这一种霜一般只维持 1—2 天．由此例可见，前一类天气过程出现的霜冻比起后者要严重．

以上所述，均为与冷高压活动有关的、产生霜冻的形势，在我国东北及内蒙地区春季东北低压的强烈发展，也会使冷空气南下，形成霜冻．另外，东海气旋发展时，气旋后部的小高压亦可能在山东南部到浙江北部一带造成霜冻．至于霜冻的预报，显然主要就是形

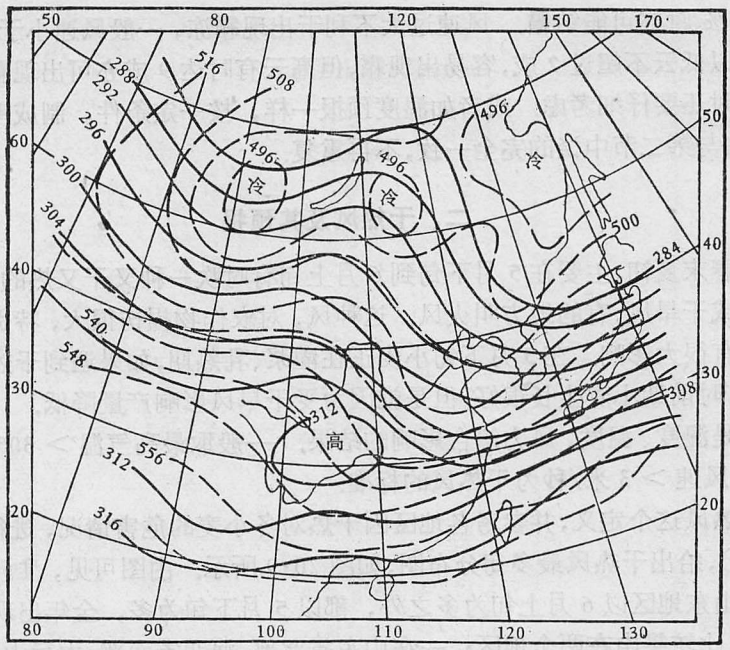


图 20·8　华南地区某天出现一般霜冻的 700 毫巴图

势预报问题，这里就不多谈了．除了形势预报之外，还可以考虑以下几点：

（1）计算高空冷平流．　一般没有冷锋时，冷平流只有 0.1—0.2℃/小时，寒潮冷锋，冷平流可大到 0.5—0.7℃/小时，用冷平流强度再配合 ΔT_{24} 估计未来最低温度下降数值．但是估计 ΔT_{24} 的变化时要考虑冷锋前的暖平流，如果暖平流较强，则 ΔT_{24} 常会加大，例如有时华北 ΔT_{24} 不大，但到长江流域反而降温较多，形成骤寒．

（2）冷高压的强度有时亦可参考．　例如冬季高压强度达到 1060 毫巴以上就可能形成第一类全国性的霜冻．

（3）除了以上从天气形势考虑外，分析单站资料也很重要，不但可以用本章第二节中介绍的方法计算降温量，还需要参考温湿压曲线图，利用相似，找出霜冻出现的典型模式．

（4）地形对霜冻的产生也有重要的影响，一般山南坡比北坡轻，西坡及西南坡比东坡及东南坡轻，山顶比山脚轻，山坡中部则又比山顶及山脚轻．因为当寒潮南下时，山的北坡首当其冲，先受风寒，而南坡则受寒轻，同时南坡吸收太阳辐射比北坡多，因此南坡的气温一般要比北坡高．至于东西坡霜冻的差别，因为在最低温度一样的情况下，东坡早晨温度急剧上升，迅速解冻容易引起植物的冻害．在夜间山坡的冷空气容易向下流，所以山下地带如谷地、洼地霜冻最重，山坡中部霜冻最轻，因为冷空气不易在山坡上停留，但如果山坡中部有小低洼地形，或有树木阻挡，使山顶下来的冷空气在这里积聚起来．也会产生冻害．

（5）形成霜冻时百叶箱中的气温不一定到达 0℃．　当然一般讲气温的最低温度是低于 0℃，但是也有时是在 0℃ 以上，特别是华南、沿海地区，以及初霜出现比较早的时候都会有这现象，有时气温在 +5℃ 以上．同样因为霜冻相当草温为 0℃，而地面这时的温度也不一定会在 0℃ 以下．至于湿度，结霜时百叶箱中相对湿度大部分在 80% 左右，但相

对湿度为46%时亦可能结霜. 风速过大不利于出现霜冻，一般风速小于2米/秒最易形成霜. 云量以低云不超过2成，容易出现霜，但高云有时达9成亦可出现霜. 这些条件在做单站预报时还要仔细考虑. 或者如温度预报一样，按一定条件，制成单站霜冻预报图表，制做方法与第二节中谈的完全一致，不再重复.

二、干热风及其预报

在我国春末夏初，主要在5月下旬到6月上旬有时吹一种又干又热的西南风，有的地方叫干热风或干旱风，有的地方叫火风. 这种风，对农作物损伤很大，特别是对华北地区小麦的产量有很大影响. 在5月下旬小麦正在灌浆、乳熟期，如果遇到干热风就会使早熟麦粒干秕，有时前期小麦生长很好，但是就因为受干旱风影响产量降低.

干热风是湿度、温度、风力综合影响的结果. 一般取最高气温 $>30℃$，最小相对湿度 $<30\%$，风速 >3 米/秒为干热风的标准.

根据干热风这个定义，并参考各地区因干热对冬小麦的危害情况，进行统计（1951—1960年资料），给出干热风最多旬分布图，如图20·9所示. 由图可见，淮河以北到整个华北平原除去山东地区以6月上旬为多之外，都以5月下旬为多，全年出现日数也不均匀（图20·10），比较集中在两个地区：一在山东省北部、河北省南部、太行山以东地区，平均

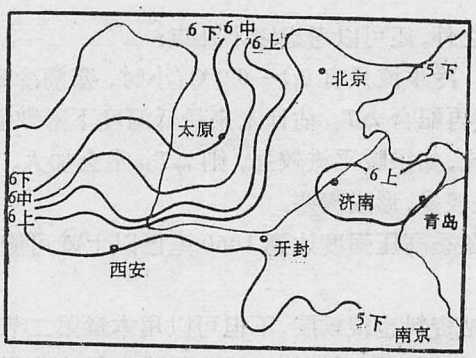


图20·9 干热风最多旬分布图

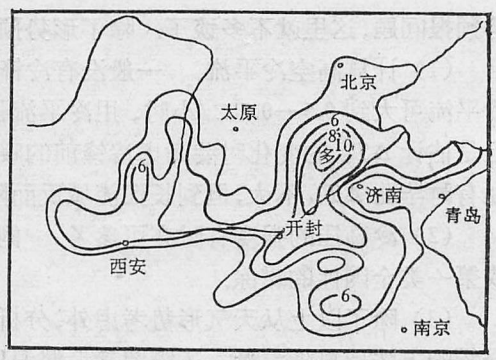


图20·10 干热风全年平均日数分布图

每年有10天以上；一在安徽阜阳、蚌埠一带，平均有6天. 由这种分布情况看，干热风同地形很有关系. 例如华北这一最多中心，除东边临海外，三面环山，在吹西南风时，下坡作用容易造成增暖减湿效果.

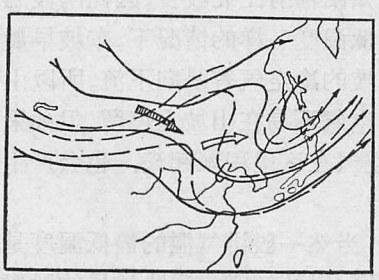


图20·11 干热风500毫巴形势

干热风的物理成因，还没有探讨过，然而从气候背景和天气过程有些线索可寻. 春季是淮河以北华北平原地区的干燥季节，天气多晴朗，太阳辐射使空气剧烈增暖. 当冷高压南下后，加上下沉增暖，在这个地区变性剧烈. 一旦华北平原处于这种高压的西北部，将受干暖回流或气流控制，容易形成干热风.

有人曾就1951—1960年出现26次干热风来进行分析，最常出现的500毫巴形势，如图20·11所示. 它是根据对1960年5月21日—25

日一次华北干热风进行分析所给出的示意图. 在26次中有21次类似这种形势. 华北、华东处在日本海槽的后部. 有一支暖空气舌自青藏高原北部伸向华北、东北地区. 这种现象在500毫巴以下层次都有反映. 在日本海槽的下方和后部，地面图上为东北—西南走向(有时呈东—北走向)的高压，这高压原为冷性的，南下后发生变性，在长江以南和黄河流域变性不同，黄河流域变得暖而干，这同气候背景和地理条件有关. 华北平原处在此高压后部，吹迴流式的西南风，表现为干热风. 看来有两个特征可供预报参考：(1)对流层中下层有暖舌自青藏高原北部经河套往东北伸展和维持；(2) 处在大陆上变性高压的后部，迴流式的干热风.

另外，同没有出现干热风的天气形势相比发现，如果在北纬40°附近，盛行纬向气流，此时，系统多自西而东较快移动，在华北地区不会形成稳定性的暖舌，这是春季常见形势. 在这种形势下，不容易有干热风.

产生干热风，关键是强而持久的暖平流，所以贝加尔湖附近维持一个脊区是很重要的，同时如果青藏高原为暖高压脊控制，南北部的脊比较一致，形势容易稳定，是容易产生干热风的. 从地面形势来看，因为干热风的产生主要是冷高压南下，剧烈增温形成干热的变性气团，这时在变性高压后部，暖低压前部有利于干热气团北上形成干热风. 所以干热风总是以西南风为主.而地面气压场的配置则大多数为东南高，西北低.有时东高西低，南高北低，东北有低压时也有. 所以干热风的预报也就是上述特殊天气形势是否出现的问题，除了一般形势预报方法外，在预报中注意中亚的暖平流是很必要的. 原在东南欧的低槽沿北纬40°—45°东移，到中亚后引起暖平流，再继续东移，形成华北的温度脊. 如果东亚气流偏纬向，地面高压移动较快，或者冷空气较强盛，则温度脊均不易形成，且不易维持，所以就不能造成干热风。

第二十一章　云　的　预　报

云的预报的意义有二：第一，云对飞机航行和军事活动的影响是很大的．例如低云和强烈的降水会妨碍飞机的起飞和着陆；在云和降水区内飞行，能见度变恶劣，有时还可能发生积冰，颠簸等．又如，核爆炸时的光辐射，会被云和降水吸收与散射，使光辐射的杀伤、破坏作用削弱．

第二，云还直接影响着其他气象要素的变化．例如温度、空中能见度、降水等都和云密切相关．在做这些要素预报时往往先做云的预报．

第一节　形成和影响云的物理因子的分析

在制作云的预报时，首先要分析形成云的条件．在大气中形成云的基本条件，除去从微物理学考虑所要求的凝结核存在外，(1)空气中要有足够的水汽；(2)要有使水汽发生凝结的冷却过程(主要是上升运动引起的绝热冷却)．这两个条件对于云的形成是缺一不可的．制作云预报，就是通过各种图表资料，采用各种方法，对这两个条件进行分析和判断．这两个致云的基本条件，自然也是降水的基本条件，有云才能有雨，这是一般常识．然而，对于降水来说，特别是暴雨，这两个条件要求更为高些．

一、大气中水汽条件的分析

根据地面图和各层高空图上的湿度记录，分别绘制出等露点线、等温度露点差线或等比湿线，便可清楚地看出干、湿区的空间分布．另外，从温度对数压力图上的层结曲线和露点曲线的分布状态，还可以了解当时水汽的垂直分布与各高度上空气的饱和程度．自然，温度露点差愈小的区域，空气愈接近饱和，越利于云的生成和发展；反之，则不利于云的形成和发展．从预报角度来看，不仅要了解干、湿和饱和程度的空间分布，更重要的是了解它们的未来变化，这就涉及水汽的水平平流和垂直输送．分析水汽干、湿平流的方法和分析温度冷、暖平流的方法是一样的，如图 21·1 就是在等压面图上分析湿度平流的示意图．对于 A 站来说，气流的上游方向为湿度的高值区，有比较大的湿平流；对于 B 站来说，它就有比较强的干平流．

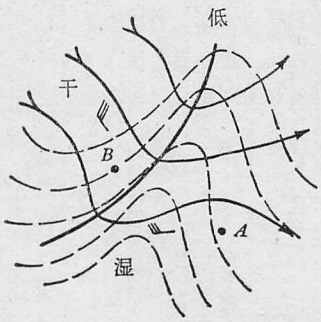


图 21·1　湿度平流示意图
(实线为等高线，虚线为等露点线)

根据我国的经验，在高空槽前偏南气流(尤其是西南气流）或是高压南部的偏东气流控制下，最有利于水汽的增加，这是因为我国南方和东方面临海洋，是水汽供应的主要源地．

水汽垂直输送是靠垂直运动来实现的，上升运动可把低层湿空气携带到高层(因为大气中水汽一般随高度减小)，使很厚一层大气变得潮湿，甚

至达到饱和．下沉运动情况相反，使气层干燥．就一个槽来说，槽前偏南气流伴有明显的上升运动，能使很厚气层的水汽含量增加；槽后情况相反．偏北气流（尤其是西北气流）控制下，往往比较干燥，再加上下沉运动，因而槽后很干燥．

各种系统有其相联系的水平运动和垂直运动分布，根据这些分布，可以大致估计未来的水汽变化和分布，可以为云的预报提供定性依据．

二、大气中冷却过程的分析

大气中冷却过程常见的有绝热冷却和辐射冷却两种．辐射冷却主要发生在近地面层，对云的形成作用不大．绝热冷却是自由大气中主要的冷却过程，它是由上升运动引起的．所以，大气中冷却过程的分析，主要是分析上升运动和下沉运动的分布．

在足够的水汽条件下，系统性的上升运动，能形成大范围的云和降水．系统性的垂直运动虽然速度缓慢，一般只有每秒几厘米，但如果持续下去的话，也能达到很可观的程度．例如，每秒5厘米的上升速度，持续10小时，即可上升1800米．一般情况下，在槽和低压的前方，气流辐合区、暖平流区、锋上暖气团中以及山脉的迎风面等部位，都有上升运动，有利于云和降水的形成和加强；而在槽和低压的后方，高压区中，气流辐散区、冷平流区，锋下冷气团以及山脉的背风面等部位，则有下沉运动，不利于云和降水的形成或维持．

分析垂直运动时，还应注意大气产生扰动的情况．风在垂直方向上的切变越大，大气层结越不稳定，地表越粗糙的区域，湍流扰动就越强，越有利于云和降水的生成和发展；反之，扰动越弱，愈不利于云和降水的形成和发展．

在天气图上，对于大的天气系统如高压、低压、槽、脊的系统性垂直运动往往不容易忽略．但对于一些小范围的气流辐合区，往往易于忽视，特别是在南方地区，经常因为一条小范围的切变线没有分析出来，导致了整个天气预报的失败．例如图21·2，图21·3所示的情况，在水汽条件充分时，也会产生局地的云雨．

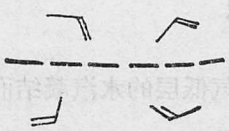


图21·2　局地辐合
（虚线为切变线）

图21·3　高压后部的切变线（虚线）

三、地形和海陆的影响

下垫面的性质不同，形成云的气象特点和云系情况是不同的．所以，在分析云雨成因时，还要考虑到地形和海陆的影响．

山地上空云的特点，首先表现在迎风坡和背风坡上云的情况有明显的差别．

在迎风坡上，空气沿坡上升，最有利于云的形成．如果移来的气团是稳定的，则在迎风坡上常常会形成大片的层状云．当空气湿度大，山岭高，越山气流强盛而且稳定少变时，云层可持续地降低、增厚，以致发生阴雨连绵的天气．如果移来的气团是不稳定的，则气流经地形抬举后会发展为对流，形成积状云，有时还会产生雷阵雨天气．

在山的背风坡上则相反，空气是沿坡作下沉运动的，不利于云的形成，即使有云移来，也会减弱消散，所以背风坡上多晴朗天气.

山地的热力对流比平原强烈，由热力对流而形成的积状云和产生的热雷雨是比较多的. 山地还有许多由于地形影响而产生的特殊的地形云，它们有着各种各样的形状. 例如，在背风坡上空，常常可以观测到荚状云和波状云.

在海拔比较低的高原山区，云的情况与一般山地相类似. 但在海拔很高的青藏高原上，云的情况就大不一样了. 因为青藏高原上热力对流极易发展，故一年四季多积状云.

高原上云高的变化范围和平原上也不尽相同. 在平原地区，低云与高云的云高差异可达万米以上，高原地区由于海拔高度高，水汽少，故云高差异也相应减小. 即低云比平原地区高，高云比平原地区低. 同理，高原地区云层的最大厚度也比平原地区小.

海陆表面状况和性质有着显著的差异. 海面比陆面平滑，海洋上没有起伏的地形；海水的比热和传热能力都比陆地大，海面温度变化比陆面小；海面的热性质比陆面均匀等. 海洋表面的这些特点，就使得海上气流，云和雾等具有不同于陆上的特点.

由于海面热力性质均匀，单纯由热力原因产生的对流和湍流很小，同时，又没有起伏的地形使空气强迫抬升，所以，通常海上空气的垂直运动比大陆弱. 但是，海上水汽充沛，低层空气湿度较大，只要有一定强度的湍流，就可以形成层云和层积云. 因此，海上的层云和层积云是比较多的.

夏季海上积状云出现时间与陆上有明显的不同. 在陆上，一般出现于白天，在海上，则多形成于夜间. 这是因为海上温差小，白天气层相对稳定，而夜间稳定度减弱之缘故. 但是，这只是海面上的情况，岛屿上则不同，那里积状云的发展仍和陆地一样，主要出现在白天.

由于各地各类云的生消变化有各自的特殊性，所以在预报工作中还需要结合各地的具体特点进行分析.

第二节　低云的预报

云底高度低于 2500 米的云一般称为低云. 低云是大气低层的水汽凝结而成的. 所以，预报低云，要特别注意分析大气低层的水汽和冷却过程.

大气低层的水汽来源，除水平输送外，垂直输送也起着重要的作用. 大气低层的冷却过程，除系统性上升运动和波动外，还有扰动、辐射冷却等过程.

不同的天气形势，出现的低云及其生消变化过程也不同. 根据我国的经验，按照出现低云的天气形势，低云一般可以分为四种基本类型：锋面低云、平(迴)流低云、低压系统中的低云和对流性低云.

一、锋面低云的预报

锋面是我国产生低云的主要系统之一. 例如，南京春季各类低云中，与锋面有关的就占 70% 以上. 锋的种类虽有不同，但各种锋面低云生成原因和过程大体上是相同的. 在锋面附近，有利于产生锋上低云(雨层云、层积云)、锋下扰动低云(层积云、碎积云)和碎雨云. 锋上低云主要是在锋上暖气团的抬升和低压槽的辐合上升运动的作用下，使暖空气

中的水汽凝结而成的．当冷气团中低层层结不太稳定，风的垂直切变比较大时，就会产生扰动，在水汽条件具备时，即可形成锋下扰动低云．碎雨云是由于锋上暖雨滴降至锋下冷气团中蒸发，使冷空气饱和凝结而形成的．

预报锋面低云，首先分析锋面和锋面低云的历史变化情况，用外推法作出未来发展的初步判断，然后进行物理分析，分析锋面附近的水汽和垂直运动，判断低云可能产生的变化，再参考统计资料（预报指标和点聚图）作出具体的预报．

1. 分析锋面和锋面低云的历史变化

分析锋面和锋面低云的历史变化，就是要了解锋面是向什么方向移动的，是在加强还是在减弱，本站未来处在锋前还是锋后．锋面前后有些什么低云，云区范围有多大，向什么方向移动，在发展还是减弱等．在了解锋面低云的历史变化情况时，可在不同时间的地面图上勾划出低云区进行比较，然后再结合实况进行综合分析．有了历史情况的了解，就为作好预报提供了前提．如果经过分析，判断锋面和锋面低云的移动和强度在短期内无明显变化，就可以用外推法报出低云在本地出现和维持的时间．南京的经验指出，从北方南下的冷锋位于徐州、盐城一带时，若锋上已有低云，且锋面未来无大变化，则冷锋过南京时也会有低云．若经过分析，锋面低云将发生大的变化，就不能机械外推．

2. 分析锋面两侧冷暖气团的水汽情况

由于锋面附近冷暖气团中都会产生低云，所以对冷暖气团中水汽条件都要分析，同时，还要注意湿度的日变化．

在暖气团中，如果有明显的湿舌和湿平流，则锋上低云将加强，即使原来无云，也应预报将有低云产生．例如，冬季冷锋位于黄河流域或黄河以北地区时，往往没有低云．可是当其南移至长江流域一带时，由于锋上暖空气中水汽含量增加，在有利的流场作用下，就会产生大范围的低云．相反，若暖气团中为干平流，则将不利于锋上低云的生成和维持．

分析锋下冷气团中的水汽，要注意冷气团所经过的地表面的性质和降水情况．如果冷空气是从海洋、湖泊等潮湿地区移来，而且冷锋后（或暖锋前）降水强度大，持续时间长，水汽大，就可预报有碎雨云产生．

碎雨云的出现时间与降水强度有着密切关系．通常是在降水开始一段时间后，才有碎雨云出现，并且云量也随着降水的强弱变化而时多时少，不一定布满全天．碎雨云一般在雨停后即趋消散，但若低空有扰动，碎雨云将演变成层积云或碎积云继续存在．

3. 分析锋面附近的垂直运动

分析锋面附近的垂直运动，主要着眼于锋面附近的气压形势和锋下冷气团中扰动的强弱．

锋面多处于低压槽内．槽中有气流辐合，利于产生系统性上升运动．因此，分析锋面附近地面和850毫巴的气压场形势，对预报低云将有很大帮助．

锋面附近的辐合气流加强，上升运动也会加强，有利于低云的产生和发展；反之，低云将减弱或消散．应充分应用形势预报的方法来考虑上升运动对低云的影响．如锋面坡度小，低云区范围广；如坡度陡，低云区很窄．

4. 寻找预报指标和制作点聚图

下面介绍在锋面形势下寻找预报指标的一些例子和制作点聚图常用的几个因子．

寻找预报指标的例子：

(1) 在锋面形势下，本站各要素与本站低云的关系．例如据浙江某地统计：当白天冷锋过境前 6 小时相对湿度大于 85% 时，冷锋过境就有低云产生．

(2) 在锋面形势下，某指标站各要素与本站低云的关系．例如据上海统计，冷锋过连云港时，如有低云，则冷锋过上海时亦有低云产生．

制作点聚图，所选的参数要能反映大气低层水汽和垂直运动情况的因子．如地面或 850 毫巴的水汽压、比湿、露点、温度露点差、相对湿度以及它们的变量等，常作为反映大气低层水汽情况的因子；与地面锋线(或 850 毫巴的槽线)的距离、锋速，锋前后的变压等，常作为反映大气低层垂直运动情况的因子．具体选择那些因子，主要是根据当地锋面低云的演变特点．

二、平流低云的预报

平流低云是我国沿海地区常见的一种低云．它生消迅速，云底较低．出现时，海上都有高压存在，本站在高压脊控制之下，低层风向总是在一定范围内，并且与海岸线基本垂直，如图 21·4 所示．

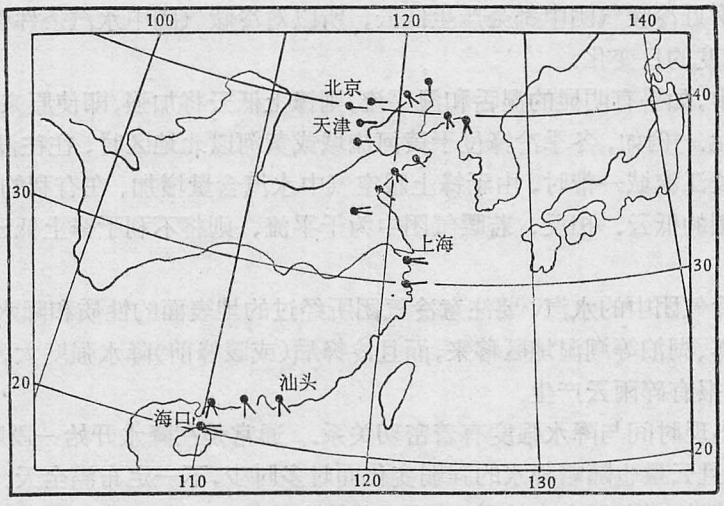


图 21·4　各地出现平流低云的低层风向范围

1. 产生平流低云的两种基本型式

根据各地总结的经验，我国产生平流低云的基本型式有两种：一是海上暖高压后部平流型；二是入海冷高压后部迴流型．

当海上为稳定的暖高压，其西部出现的低云，常称为平流低云(图 21·5)．夏季在东海或黄海海面上常停留一个暖高压(脊)，由于海水的不断蒸发，使低层水汽非常充沛；当高压后部的偏东(或偏南)气流流到经辐射冷却的陆地上时，由于气流的上升和扰动作用，形成平流低云，或形成平流辐射雾．有时海上暖湿空气遇到冷洋流时，会在海上形成浓厚的海雾或高度很低的层云，随着低层风平流至沿海地区，成为平流雾或平流低云．

当海上为从大陆入海的变性冷高压，其西南部或西部出现的低云，常称为迴流低云．

它是由入海后增暖、增湿的变性冷空气再回流至大陆上升冷却而形成的(图 21·6).

由上面讨论可知，对于平流低云的预报，最重要的是分析和预报平流形势能否建立，另外，参考预报指标和点聚图.

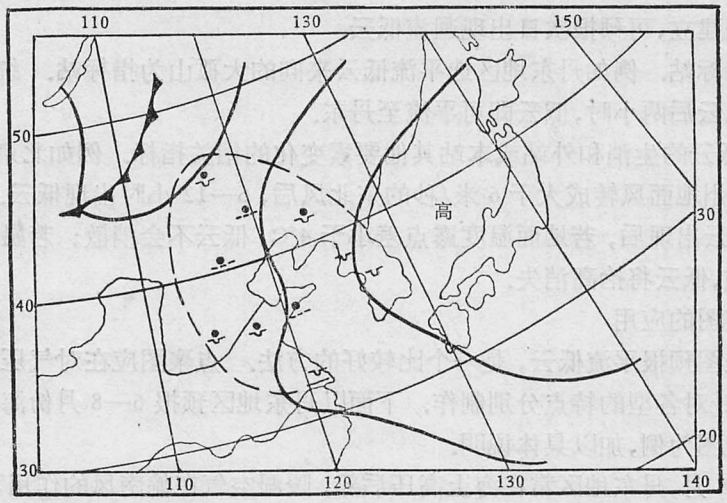


图 21·5　海上暖高压后部的平流低云(地面图)

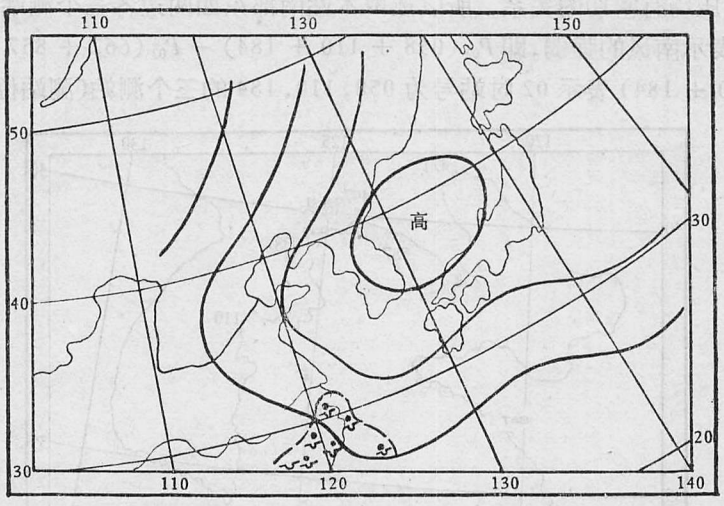


图 21·6　入海高压后部的回流低云(地面图)

2. 判断平流形势能否建立

各站可根据本地特点按季节归纳总结平流低云形势的模式. 在归纳模式时，一般都从海上暖高压(脊)的位置、冷高压入海的路径及其在海上的位置以及高压和周围气压系统的配置等方面入手. 例如，广东遂溪气象台，主要依据地面图上冷高压入海的路径，将该区冬季常见的回流形势归纳为高压从长江口入海和高压从渤海入海两种.

此外，也可以根据 850 毫巴图上高压中心的活动来预报回流形势的建立. 例如广州地区的经验指出：冬半年当 850 毫巴图上高压中心在北纬 33°—35° 之间入海时，该地区 95% 以上要产生回流低云.

3. 应用预报指标和点聚图

(1) 预报指标的应用

(i) 找迴流形势指标. 如北京经验指出，当地面冷高压自蒙古人民共和国向我国东北地区移动，若 14 时地面图上，在东经 110° 以东北纬 44° 附近地区出现 $+\Delta P_3$ 中心，标志着迴流形势建立，可预报次日出现迴流低云.

(ii) 找指标站. 例如丹东地区选平流低云来向的大孤山为指标站. 统计表明，大孤山出现平流低云后两小时，低云即可平流至丹东.

(iii) 找低云的生消和外站或本站其他要素变化的相关指标. 例如北京地区，在迴流形势下，当锦州地面风转成大于 6 米/秒的东北风后，6—12 小时出现低云. 又如东北某地，当平流低云出现后，若地面温度露点差小于 4℃，低云不会消散；若温度露点差大于 4℃，1 小时后，低云将抬高消失.

(2) 点聚图的应用

应用点聚图预报平流低云，是一个比较好的方法. 点聚图应在对气压场形势进行分型的基础上，针对各型的特点分别制作. 下面以丹东地区预报 6—8 月份海上高压后部平流低云的点聚图为例，加以具体说明.

每年 6—8 月，丹东地区常在海上高压后部，暖湿空气在偏南风的作用下，流经渤海，冷却凝结成云，再平流至丹东地区. 预报这种低云，主要是考虑流场和水汽.

流场与气压场有密切的关系，所以选取本站南部东西两边各三个测站气压和之差值作横坐标，以表示南风的强弱，即 $P_{02}(058+110+184)-P_{02}(662+857+471)$，其中 $P_{02}(058+110+184)$ 表示 02 时站号为 058，110，184 的三个测站(测站位置见图 21·7)

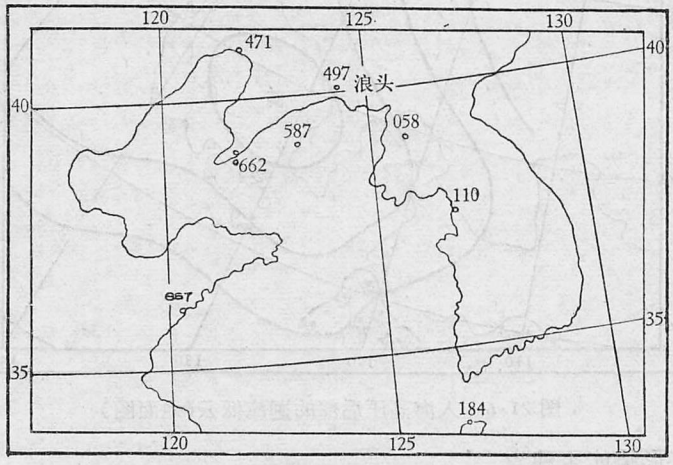


图 21·7 预报丹东平流低云的几个测站位置

的气压和，余同. 显然，其差值越大，偏南风越强，越有利于出现低云. 水汽条件以 $2(T-T_d)^{02}_{587}+(T-T_d)^{18}_{浪头}$ 表示，作为纵坐标，其中第一项为指标站 587 的 02 时温度露点差的两倍，其所以乘 2，目的是为了突出指标站水汽条件的作用；第二项是丹东浪头前一天18时的温度露点差. 这样选的坐标，既考虑了上升运动的作用，又考虑了本站的水汽及水汽的平流变化. 用上述两坐标制成点聚图，如图 21·8 所示. 使用时，如果查出点子落在有云区，则可预报 04—18 时之内有低云出现，如果点子落在中曲线以下则 04 时前

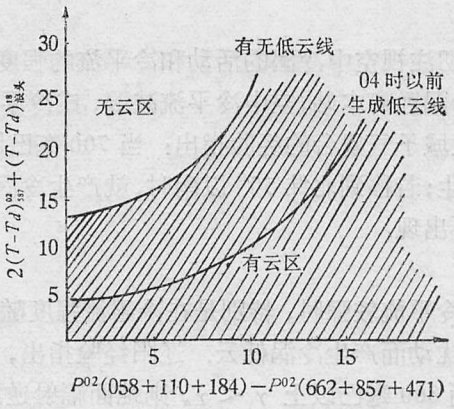


图 21·8　预报丹东平流低云的点聚图

即有低云生成. 该图在实际工作中使用效果较好.

三、低压系统中低云的预报

地面或 850 毫巴上的低压(或槽)和切变线,都有利于低层空气产生辐合上升运动,因此也有利于形成低云. 如东北冷涡,西南涡、西南倒槽,台风和江淮切变线等,都是较常产生低云的一些系统. 预报低压系统中的低云,一方面要考虑系统的空间结构和强度变化,另一方面要分析系统附近的水汽条件. 下面以东北冷涡低云的预报为例来说明这个问题.

在东北冷涡形势下出现的低云,特点是: 生成很快,移动迅速,云层较薄,呈冰晶结构,没有经验的观测员容易误认为卷云,而实际上是层积云,一般中午开始形成,傍晚消失,云底高常为 1000—1500 米. 东北冷涡低云,通常形成在 850 毫巴冷中心前部冷平流很强的地方,如图 21·9 所示.

预报东北冷涡低云,首先要正确预报冷涡的移动和变化,然后再在此基础上分析大气低层稳定度和风的垂直切变,判断低层扰动的强弱.

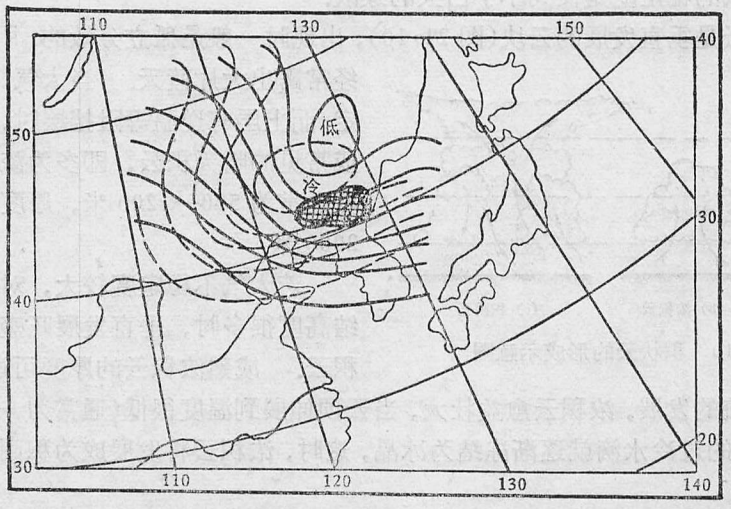


图 21·9　东北冷涡低云(阴影)的分析

1. 分析温压场形势

当冷锋过境后，要密切注视空中冷涡的活动和冷平流的强度．一般说来，冷涡越接近本站，低云越容易形成；冷涡远离本站，空中冷平流减弱，或冷平流转为暖平流，低云就不再产生．例如辽东半岛土城子气象台的经验指出：当700毫巴图上冷中心在北纬50°以北时，土城子没有低云产生；若移到北纬50°以南时，就产生冷涡低云；而当冷中心东移过东经130°时，低云就不再出现．

2. 分析低层扰动

当高空有冷涡活动，冷平流较强时，特别是在冷平流强度随高度增加的情况下，低层稳定度减小，有利于发生扰动而产生冷涡低云．辽阳经验指出，在冷涡形势下，若800毫巴以下层结接近于γ_d，而800毫巴以上$\gamma < \gamma_d$则地面辐射逆温破坏的时间就是冷涡低云出现的时间．

3. 预报经验

预报冷涡低云的经验很多，现举一，二例：

(1) 抓住征候，作出判断．沈阳的经验指出，前一天14时地面天气图上，如果在内蒙(54012, 54102, 54115, 54027, 50915站)一带有层积云和中高云（实际上是冷涡低云），偶而还伴有零星降雪，则次日沈阳、辽阳、鞍山等地区一般都有冷涡低云．

(2) 鞍山的经验指出：在冷涡形势下，前一天20时探空$T_{850} - T_{700} \geqslant 8$℃，一般第二天有冷涡低云．

四、对流性低云的预报

这里主要是讨论在气压梯度微弱的天气形势下，热力对流作用而产生低云的预报．

对流性低云是不稳定气团内经常出现的云，尤以夏季最常见．它随着白天的日射增温、热力对流发展、加强以至减弱等演变而有着明显的日变化．它们的规律是：在大陆上，一般9—10时出现对流云，以后逐渐增多，发展旺盛，午后3—4时达到最强，傍晚逐渐消散．在海上对流云的日变化与陆上恰好相反，往往是在夜间生成，白天消散．这是因为海上低层大气的稳定度是夜间小于白天的缘故．

对流性云是垂直发展的云块(图21·10)，出现时一般是孤立分散的，所以，云块之间经常露出大片蓝天．当大气仅是低层不稳定，而上层有逆温等阻挡层时，云无发展，形成常见的晴天积云，即多为淡积云，它的高度通常为500—1200米，厚度约为几百米至2000米．

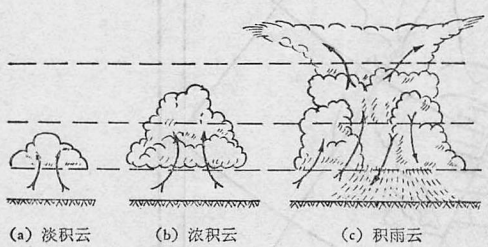


图21·10　积状云的形成示意图

若大气不稳定度较大，对流高度超过凝结高度很多时，垂直发展旺盛，就会形成浓积云．成熟浓积云的厚度可达4000—5000米．随着对流的发展，浓积云愈益壮大，当云顶伸展到温度很低(通常为−15℃以下)的高空时，云顶的过冷水滴就逐渐冻结为冰晶，这时，浓积云将发展成为积雨云而产生地方性的热雷雨了．

下垫面性质和地形条件，对对流云的形成与发展有重要作用．一般，山区多于平原地

区，潮湿区大于干燥地区.

对流性低云的生成条件归纳起来有：(1)足够的水汽；(2)大气低层是不稳定的；(3)适当的外力抬升. 夏季，水汽条件一般是具备的，所以，预报重点应放在大气低层是否有适宜的增温条件，潮湿不稳定以及有无辐合抬升等方面.

预报对流性低云，一般从以下几方面着手：

1. 分析天气形势

对流低云一般出现在气旋后部或反气旋前部，气压梯度很小或正在消散的气压场中，以及一切有利于气流辐合的区域. 气旋后部或反气旋前部是携带北方冷空气南下的地区，利于造成低层大气不稳定，促进对流运动发展而形成对流性云. 气压梯度微弱或正在消散的气压场中，风速很小，白天增温条件好，利于热力对流发展. 夏季锋面过境时，一般都有降水，使空气中水汽增多；同时雨过天晴后的增温，常会使低层变得不稳定，这样略有对流或扰动，就会产生对流云，所以，我国夏季冷锋过后，一般都有大量的对流云出现. 综合上述可知，在弱气压场区，只要空气比较潮湿，是很容易形成对流云的.

2. 分析实况

当天气形势有利时，要预报是否有对流云出现，还要充分注意和掌握周围站的实况演变. 如在同一天气形势下，邻近测站已有少量对流云出现或正处于发展中，那末，本站未来也可能出现和发展对流云.通常山区总是首先生成对流云和对流云发展比较旺盛的，所以它可以作为预报对流云的指标站或预示区. 如果测站附近的山区对流云发展不起来，那末，本站未来也无对流云出现；若山区已有对流云出现并且不断发展增多时，未来本站上空将会有对流云产生和发展.

3. 分析探空记录

在天气形势无大变化的情况下，前一日的探空资料基本上能代表当日大气的温湿特性. 分析时，要着重分析低层大气的稳定度，并且要估计到白天增温的作用. 如果分析表明，低层大气经地面增温后将变成较大的潮湿不稳定，那末，就可以预报将有对流云出现.

我国各地低云的生消过程是多种多样的，上面介绍的四种基本类型的低云并没有概括所有低云的生消演变过程. 因此，制作低云预报时，应根据当地低云演变特点，进行分析判断.

第三节 中高云的预报

中高云一般是指云底高度高于2500米的云. 中云指Ac，As之类的云，云底高度一般为2500米—6000米，高云指Ci，Cs，Cc之类的云，出现在6000—12000米高度上，它们是在中高空(主要指700毫巴，500毫巴)上升运动作用下，使空气冷却凝结或升华而形成的. 中高空水汽来源主要是靠水平输送，冷却主要靠系统性上升运动和波动. 所以中高云的演变与中高空天气形势关系最为密切，只有正确判断中高空温压场形势的变化，并把中高云实况和形势结合起来分析，才能作好中高云的预报.

一、中高云与天气系统的关系

根据我国的经验，一般说来，在高空槽和低涡的前部，暖平流区、锋区附近，都有利于

中高云发展;而在低槽和低涡的后部,冷平流区,深厚的暖高压和浅薄的热低压中,都不利于中高云的生成. 统计表明,北方(北纬 35° 以北)冬半年有 86% 的低槽中产生中高云,夏季有 92.5% 的低槽中出现中高云. 一般 500 毫巴槽线过境后高云消散,700 毫巴槽线过境后中云消散.

但是,高空槽的深度不同或槽的走向不同,中高云出现的情况也有不同. 一般有以下几种情况:(1)短波槽:在 500 毫巴图上出现短波槽时,主要是引起高云天气;有时也可能产生中云.(2)长波槽:在长波槽的情况下,反映在地面图上通常有锋面气旋. 这时,不仅出现中高云,而且产生低云,甚至降水. 云区的范围较大,高云区东界有时可伸展到脊前. 西界扩展到槽后,到达地面高压中心前五个纬距左右的地方.(3)横槽:冬半年在北纬 45° 以北的蒙古人民共和国和我国东北地区,在 500 毫巴图上有时出现槽线为近似东西向的横槽. 通常在横槽前三个纬距以南地区出现些范围不大的高云或产生一些云量多变的零星高云.(4)无云的高空槽:高空槽虽是预报出现中高云的很好指标,但并不是所有的槽都一定伴随有中高云的. 据资料统计指出,冬半年有14%的低槽没有云,夏半年有 7.5% 的低槽没有云. 这种低槽在我国河套地区和蒙古人民共和国较多,大多数是短波槽或初生的槽,一般强度较弱,梯度很小,500 毫巴图上风速不超过 10 米/秒;湿度很小,500 毫巴图上温度露点差往往大于 10℃. (5)高空平直西风锋区:这里所指锋区是 1000—500 毫巴等厚度线密集地带. 在这些地区,由于暖空气经常会沿着冷空气上滑,所以有利于中高云的生成. 根据统计,无论冬夏,虽然大部分云区一般都有低槽与之对应,但也有些云区并不出现在槽内,这些云区主要就是出现在平直西风的锋区中. 然而要注意当高空锋区地带为西北或偏北气流时,一般是没有云的.

在南方(北纬 35° 以南)地区出现中高云的主要天气系统为西南涡,高空槽,华南静止锋;在夏半年,东风带的系统(如台风、南海低压、东风波等)也是产生中高云的重要天气系统.

二、预报中高云时实况的应用

预报中高云不仅要重视天气形势的分析,还应当充分应用中高云的实况,并把二者联系起来一起分析.

应用实况来做预报的方法一般有两种:一种是在天气图上勾划云区,根据云和云区的变化作分析判断;一种是从本站云量云状的变化特点,来判断未来云的变化.

在不同时间的地面图上勾划出中高云区,进行比较,就可以看出云的过去演变情况,再结合温压场形势的变化,找出云区变化的原因. 如形势未来无大变化,则可用外推法预报出云区影响本站的时间. 也可以在云经常的来向,找指标站. 例如沈阳的经验指出高云常从北京方面移来,一般高云从北京移到沈阳约需 12—18 小时.

中高云区在没有移及本地以前,通常在实况演变上是有反应和预兆的,可以应用实况演变特点和根据本站云况进行预报,主要是看中高云的加强或减弱在云量云状上所表现的特点.

中高云也是有日变化的,当处在微弱的气压系统影响时通常都可表现出来. 中云在白天易于消失. 然而,如果处于强盛的气压系统控制时,中高云的日变化就往往被其所掩没了.

第四节　云量、云高、云厚的预报

这是航空气象的内容，飞机在起飞前总要求知道飞行高度上究竟有没有云，云量多少，能否见到地面目标等等，这就涉及云量、云高、云厚的预报了.

关于云量的估计，主要还是从分析云的形成过程和物理原因，联系影响的天气系统强度及该系统与本站的相对位置，水汽的多少，作出定性的估计. 例如热力性对流云总是分散出现，扰动性的 Sc，Fc 云是分层分布而且有间隙. 对系统性的层状云，当其影响本地区时，云量逐渐增多，云底也相应降低，而当系统移过时，云量逐渐减少，云底抬高. 对于平(迴)流低云，它有生消迅速、短时间内即布满天空、云层不厚的特点. 碎层云、碎积云的云量与低层湿度、降水强度有关，据此可以推知其云量.

云高、云厚的预报就更为困难些，因为云层的底部和顶部往往起伏不平，云高、云厚随时间，地点变化很大，同时凭目测所得到的资料也不够精确. 但是还是有些线索可以参考和应用的. 影响云高、云厚的基本因子仍然是水汽和垂直运动，因而可以通过对天气形势的分析，亦即对形成云系的物理过程的分析，通过统计资料的应用，作出判断. 例如，对于锋面云系可以根据锋面坡度和锋面距本站的距离，大致地估计出锋上层状云的云底高度. 可以根据锋区强度、上下层槽的配合，定性地估计层状云的厚度. 对锋下扰动云，由于它一般低于锋面下限的高度，从探空资料和测风资料可以判断锋区及其下的不稳定层，从而可以定出扰动云的云高、云厚. 碎雨云高度与降水强度和地面相对湿度有关，降水越强，地面相对湿度越高，碎雨云越低，据此可以判断它的高低.

如果是平流低云，这种云的高度一般为 100—200 米或更低一些. 迴流低云的云底一般为 600—1000 米或更高一些. 平迴流低云一般厚度约为 300—600 米. 这些知识，可作为预报参考.

晴天积云的高度可根据温度露点差用经验公式计算出来.

总之，根据各种类型云形成的物理过程以及其与天气系统的联系，可以对云高、云厚作定性估计，作出预报.

用卫星云图，雷达回波，对云可有较精确的认识，根据这些图片，不但可以估计云形、云量，而且可以估计云高、云厚，估计云的发展趋势，因此它们对于云的预报是较好的工具，目前在航行中已广泛应用.

第二十二章　雾　的　预　报

雾是地面上气层中的凝结现象，其中含有水滴或冰晶，使水平能见度小于1公里．如果情况相似，但能见度在1公里以上，这时称为霭或轻雾．其实这两种现象都是云，是地面的云．如果这种现象不是出现在地面气层中，而是在离开地面的气层中，那就叫做层云．通常在山坡上观测到的雾，从地面观测来说就是层云．所谓雾是地面云，层云是天空雾，就是这个意思．就形成的物理过程来说，霜、雾、层云没有什么差别．下面讨论雾时，也就意味着也讨论了霜、层云了！

影响大气能见度的，还有一种叫做霾的现象，它是由许多杂质如尘土、砂等浮悬在大气中形成的，与雾的组成有本质的不同．在工业区放出的化学杂质，浮悬在大气中，有时同水滴混合组成，既影响能见度又影响人们健康，但这不是雾．

雾的存在，通过能见度减小，严重影响海陆空交通运输和军事活动．就目前来说，雾的预报意义就在于此．

第一节　雾的形成过程

当贴近地面空气达到饱和状态，即相对湿度为100％时，水汽凝结成水滴，当空气中水滴增大或增加到影响能见度时，即谓之雾．实际上，只要大气中具有吸水性凝结核存在，在相对湿度低于100％时，水汽就开始凝结成雾状．有人在实验室里做过实验，当相对湿度大过70％就有水滴凝结出来，随着相对湿度增加，水滴半径增加很快．再者，当气温低于零度时，水汽对冰面饱和，而不是对水面饱和，前者饱和水汽压小于后者．因此，湿度计上所指示的相对湿度达到90％时，水汽就可冻结成冰晶，形成冰雾．总之，当相对湿度在80—90％就有出现雾的可能，这一点在做雾的预报时可以参考．

雾的形成过程同层云形成过程是一样的，要求水汽达到饱和状态产生凝结．但雾是贴近地面的现象，因而用致云的过程讨论致雾时，需加上一些贴近地面性质的修正．

未饱和空气使其达到饱和状态，不外有两种基本过程．其一是增加水汽，另一是使空气（水汽）冷却．前者主要是靠蒸发过程和水汽输送并集中，然而就地面雾来说，蒸发尤为重要．冷却的过程很多，如辐射冷却，抬升冷却等．当然有时是以上两种过程同时进行，一面增加水汽，一面冷却，对于凝结现象更为有效．此外，还有一种过程，即两种未饱和气团通过混合过程而达到饱和．单纯靠这种水平混合形成雾的机会还是较少的，因为水平混合必然伴有垂直混合，而垂直混合往往使水汽向上传递，不利于雾的形成．通常混合过程可以起一种促进作用，加在其他过程之上，会加快凝结产生．

一、蒸　发　过　程

令 E_w 为对水温而言的饱和水汽压，它是水温（以 T_w 表示）的函数，e 为空气的实际水汽压．按照蒸发定义，水蒸发量正比于 $E_w - e$．在 e 未达到 E_w 以前，蒸发一直在进

行.

令 T_a 为空气的温度，其相应的饱和水汽压为 E_a. 在 T_a 不等于 T_w 的情况下，当 $e=E_w$，蒸发终止时，对于气温来说会有两种状态，水汽未达饱和或者过饱和.

如果 $T_w < T_a$，当 $e = E_w < E_a$ 时，蒸发已终止，但对气温来说，水汽未达饱和. 此时，不致于产生雾.

如果 $T_w > T_a$，当 $e = E_w > E_a$ 时，对气温来说，水汽已过饱和，其过饱和的量为 $e - E_a$. 如果空气中有凝结核，要有 $e - E_a$ 水汽凝结成水滴，而产生雾. 所以，当水温高于气温，并高得较多时，容易形成雾，这种雾统称为蒸发雾. 这种雾的形成与浴室中水汽凝结的过程相似，浴室中因水温很高而雾气笼罩.

二、冷 却 过 程

贴近地面层空气的冷却是雾形成的原因. 造成冷却的原因有几个方面. 先从热力学方程考虑，将其写成以下形式:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_p}\frac{dQ}{dt} + \frac{R}{c_p}\frac{T}{P}\frac{dP}{dt}.$$

或者，

$$\frac{dT}{dt} \doteq \frac{1}{c_p}\frac{dQ}{dt} + \frac{RT}{c_pP}\left(\frac{\partial P}{\partial t} + \boldsymbol{V}\cdot\nabla P + w\frac{\partial P}{\partial z}\right).$$

其中最后一项，即 $\frac{RT}{c_pP}w\frac{\partial P}{\partial z}$，应用 $\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g$ 和 $\gamma_d = \frac{g}{c_p}$，最后可化为 $-\gamma_d w$.

在上式中，气压局地变化项和气流越过等压线项两者所引起的温度变化都很小，可以略去. 最后，

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_p}\frac{dQ}{dt} - w\gamma_d.$$

式中右边第一项为由于失去热量而引起的冷却过程，是雾形成的主要过程. 通常有两种情况: (1)由于夜间地面放射热量而使贴地气层冷却，达到饱和状态而形成雾，这就是辐射雾. (2)暖的空气流经冷的地表面而失去热量，达到饱和而形成雾，通常称之为平流雾. 式中右边第二项，对于自由大气来说，是冷却的主要过程. 在陆地平面和海面上，一般垂直运动近于零，所以对雾形成来说，是无意义的. 然而，当暖气流沿山而上时，绝热冷却率可能很大，如空气潮湿，容易形成雾. 这种雾我们称为上坡雾.

上坡雾常常出现在山的向风坡. 沿山而上的气流要很潮湿，稍微上升一些即达到饱和状态，否则上升很高才能饱和. 同时要层结稳定，在上升前假相当位温随高度增加，这样空气上升后形成层云，否则产生对流云系和天气. 中高纬由海洋流来的空气容易满足这些条件. 所以在海洋沿岸山地容易出现这种雾.

第二节 蒸 发 雾

由暖水蒸发水汽而形成的蒸发雾，主要有三种情况: (1) 暖水滴降落到低层冷空气中，水滴蒸发而形成的雾，通常可称为雨雾. 这种雾最常与锋面相联系，又常常称为锋面

雾.(2)山坡空气因夜间辐射冷却而驶于暖水区之上,蒸发而形成的蒸汽雾.(3)大陆冷空气流经暖海水之上,而形成的海雾.这三者基本成因是一样的,因大气条件不同,而有些差异,现分别讨论.

一、雨雾,锋面雾

由锋上暖空气里下降的雨滴,当其降落到冷空气中,如果雨滴温度远高于空气温度,由于 $E_w > E_a$,雨滴水汽压和空气水汽压不能达到平衡,即 $E_w > e$,雨滴要蒸发水汽到空气中去.一定时间以后,$E_w > E_a \simeq e$ 状态达到,冷空气中水汽开始凝结,或形成层云,或形成雾.这要看锋面结构,锋面高度等条件而定.一般来看有四种情况,见图22·1.

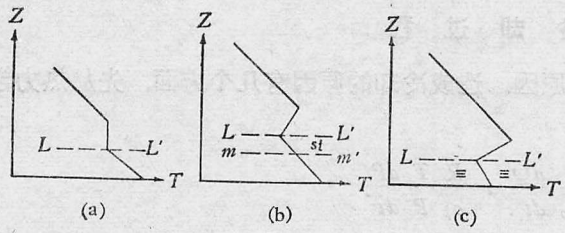


图 22·1 锋面结构同锋面雾的关系
(LL' 为云底高度或锋面逆温下界,
mm' 因蒸发雨滴云底下降的高度)

图 22·1(a) 锋区内是等温情况,下降雨滴不会有蒸发,不能产生雾.

图 22·1(b) 锋区为逆温情况,但锋区较高.雨滴落到 LL'—mm' 气层内,因其温度高于四周空气,蒸发水汽而后形成层云,结果使锋面云系降到 mm' 高度上,但不能在地面上形成雾.如果雨滴所落的冷气层内不大稳定,并有湍流,这时往往不是层云而是碎雨云.

图 22·1(c) 为锋面很低的情况,暖雨滴蒸发,近地面空气中的水汽容易达到饱和而形成雾.

从以上讨论可知,如果没有消散雾的(主要是风和湍流)条件存在,只有在锋上空气远暖于其下空气和锋面逆温层很低时才有雾形成.所以锋面雾多出现在紧靠地面暖锋的前方,或在紧靠地面冷锋的后方.这两个条件可作为锋面雾预报的参考.

二、蒸　汽　雾

当冷空气流经暖水面,水温远高于空气温度,容易出现蒸汽雾.在这种情况下,因 $E_w \gg E_a > e$,水面不断蒸发水汽,在 $E_w \gg E_a = e$ 条件达到时,空气中水汽不断凝结而形成雾.

要形成这种雾,除去水温远高于气温这个条件外,还需别的条件.首先,在离地面不太高的气层要很稳定,有逆温层.近水面空气,由于从水面输送热量给其上空气,气层很不稳定,因此在这个气层所形成的雾是不稳定型的.假如其上没有很稳定的逆温层,由于湍流或小规模对流的存在,容易将水汽向较高层次传递,不易达到饱和而形成雾.同时这种逆温层不宜太低,否则,由于下部过分受热,容易破坏逆温层,也不容易形成雾.其次,与其他类型雾的形成一样,风要弱.风强时,会把水汽带到他方,或因湍流加强,把水汽传到较高层次,这样,都不利于雾的形成.

容易满足上述三个条件的情况是:当高地上空气很稳定,夜间由于辐射冷却产生很强逆温层,而后沿坡下滑到暖水面上.紧靠水面的一部分逆温由于水面传递热量(还有水汽)而破坏,变为湿绝热减温率的气层,再上仍为逆温层.就在此逆温层以下形成雾.层结

变化如图 22·2 所示. 冬半年,特别是秋季,在河谷的水面上所见到的雾,就是这种类型的雾.

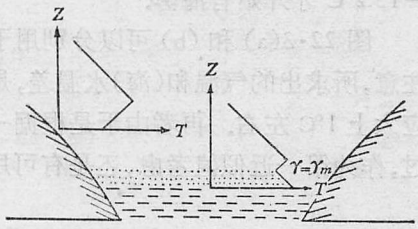


图 22·2　河谷里出现蒸汽雾的示意图

三、海　　雾

当极地大陆冷空气流到暖洋面上，或者海洋极地空气流向中纬度暖洋面上,容易形成海雾.这种雾的水平范围可达千公里以上. 如果冷空气很深厚，雾的垂直范围由 1 米到 1500 米，较常见到的为 100 米左右. 通常在极地以南一直到热带都可见到这种雾，在大洋西部尤比东部更容易见到，而且纬度越低越容易在沿岸水区形成. 盛行季节以冬半年几个月份,尤以 12 月到 3 月为最多.

这是一种蒸汽雾,需要水温远高于气温,至少要高过 5℃ 以上. 曾经发现过温差高过 30℃ 的海雾的现象，但也见到过温差达到 14℃ 还没有海雾的现象. 因此长期以来,人们很注意出现海雾时温差的最低界限的问题.

海雾的形态也是多样化的,它随风而变. 出现海雾时风从静稳到大风都观测到过.在静稳或风很微弱时，雾形是由很多的小圆柱（柱高和柱底直径为 1 米左右）排列成行的. 风小时,雾多呈片状，雾层顶部很清楚. 风中等强度时，雾呈一条条绳索状结构. 如果冷空气很深厚,雾中会伴有积雨云、积云或层积云.

雾中水滴含量在 0.01—0.5克/米^{3}范围内,根据观测,含量随空气与海水温差增加而增加. 由于含水滴量很高,能见度很低,在几十米以内.

关于出现雾时气温和水温差的最低界限，有人应用湍流传递方程研究过，认为：(1) 它是随水温增加而增加，(2) 随空气相对湿度减小而增加，(3) 与水的含盐度有关，即随含盐度增加而增加. 后面这种关系是因在同一温度下含盐的海水的饱和水汽压比无盐水低. 这种关系,以图 22·3(a) 和 (b) 表示.

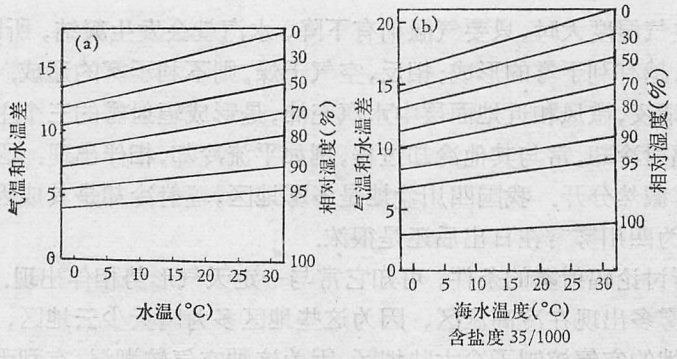


图 22·3　水面(a)和海水面(b)上空气中形成蒸汽雾的必要条件
（相对湿度为水面上冷空气的数值）

此图用法如下：如水温为 0℃，空气相对湿度为 50%，由图 24·3(a) 沿通过水温为 0℃ 的纵线往上,与标 50% 的斜线相交，沿通过此点的横线读出气温和水温差为 10.5℃. 如为海水，则用图 24·3(b)，查出气温和海温差为 13.2℃. 由此例可知，当冷空气流经

0℃水面，其温度在 −10.5℃，则开始有蒸汽雾．当冷空气流经 0℃洋面时，其温度应在 −13.2℃才开始有海雾．

图 22·3(a)和(b)可以分别用于做池塘面上蒸汽雾和洋面上海雾的预报．不过应该注意，所求出的气温和(海)水温差，是雾开始所要求的最低界限，要达到成雾阶段，温差还应大上 1℃左右．再者由于是根据一些假定计算出来的，与实际要求还会有些误差．不过，作为第一近似值考虑，还是有可用之处．

第三节　辐　　射　　雾

由于辐射冷却而形成的雾，称为辐射雾．它是由于近地面层强烈辐射冷却，使潮湿空气的温度降低到露点以下而形成的．它多出现于晴朗、微风而近地面水汽又比较充沛的夜间或早晨．我国内陆地区，秋冬两季辐射雾出现得比较多．特别是在雨(雪)后突然夜间转晴时，最容易出现辐射雾．

一、辐射雾形成的条件

在晴朗无云的夜间，地面有效辐射强盛，散热迅速，近地面层降温多，有利于水汽凝结和低空形成辐射逆温层，使近地面层大量雾滴聚集起来而形成雾．如果是阴天或多云天，不利于辐射冷却，因此阴天夜间很少有雾．

但是，能否形成一定厚度的辐射雾，还要看有无适度的湍流存在，因为地面辐射冷却作用所及的气层厚薄，是与湍流强度有关的．无风时，湍流微弱，只有贴近地表相当薄的气层中失热冷却，这时仅能形成露、霜或浅雾；微风(1—3 米/秒)时，有一定强度的湍流混合作用存在，它既能使冷却作用扩展至适当的气层中去，又不影响下层空气的充分冷却和水汽的保存，最有利于雾的形成．强风时，湍流混合层过厚，上层热量大量下传，妨碍近地面层的冷却，气温不易降到露点，同时，下层水汽也将大量上传，使低层水汽减少，不利于雾的形成．

近地面层空气湿度大时，只要气温稍有下降，水汽就会发生凝结，所以近地面层湿度越大，湿层越厚，越有利于雾的形成；相反，空气干燥，则不利于雾的形成．

由此可见，晴夜，微风和近地面层中水汽充沛，是形成辐射雾的三个主要条件．

形成雾的辐射冷却，常与其他冷却过程，例如平流冷却，相伴出现．因此，有时很难将辐射雾同其它雾截然分开．我国四川盆地是多雾地区，辐射冷却是其成因之一种，但也还有其他成因，因为四川雾常在日出后还是很浓．

根据上面所讨论辐射雾的条件，可知它常与一定天气形势相伴出现．常见的天气形势有：(1)辐射雾多出现在冷高压区，因为这些地区多为晴天少云地区，同时风力微弱．(2)以海洋为源地的空气控制了冷大陆地区，因为这种空气较潮湿，有利于雾形成．(3)雨(雪)后因弱高压脊控制而突然转晴，这时低层很潮湿，风力微弱，往往有利于雾的形成．如图 22·4 所示．

二、辐射雾的预报

辐射雾的预报，与其他雾的预报一样，没有一定的预报程序，但是根据上面谈到的形

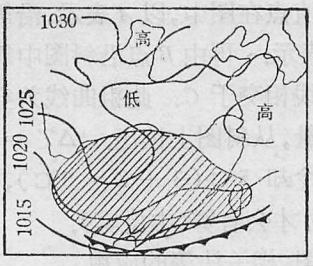


图 22·4(a)　1958 年 2 月 17 日 20 时
地面图(斜线是雨区)

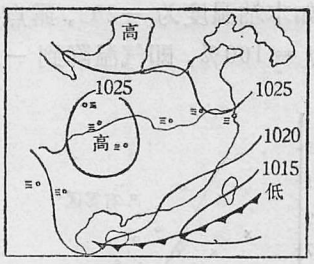


图 22·4(b)　1958 年 2 月 18 日 08 时
地面图

成条件,应该考虑的方面大致如下.

1. 首先应考虑形势预报

根据形势预报可以推断未来夜间是什么系统控制本区，天空状况晴还是阴，风力大小如何,湿度有无大的变化等几个主要方面. 如预报结果为微风少云,湿度增加或无大变化,则有辐射雾出现的可能.

在作形势预报时，亦应考虑探空资料和测风资料的分析和判断. 这主要考虑两个方面：低层大气的稳定度和冷暖平流.

2. 预报空气冷却

这主要包括两个方面：(1)空气冷却到多少度才能形成雾,(2) 空气冷却能否超过这个温度,即预报最低温度.

求空气冷却程度可分成两部分：先求出达到饱和状态($f=100\%$)所要求的冷却程度,在假定预报时间内水汽含量不变的条件下,其值为 $T-T_d$. 饱和达到后凝结开始，但所凝结的水滴只能构成轻雾状态,要形成能见度小于 1 公里的雾，必须继续冷却，这是附加的冷却量. 这个量或者粗略估计,或者用雾的预报图来求. 图 22·5 就是这种图的一种,这图中的附加冷却量是求假定雾中液态含水量为 0.5 克/米^3(即中度雾)情况下制成的. 其

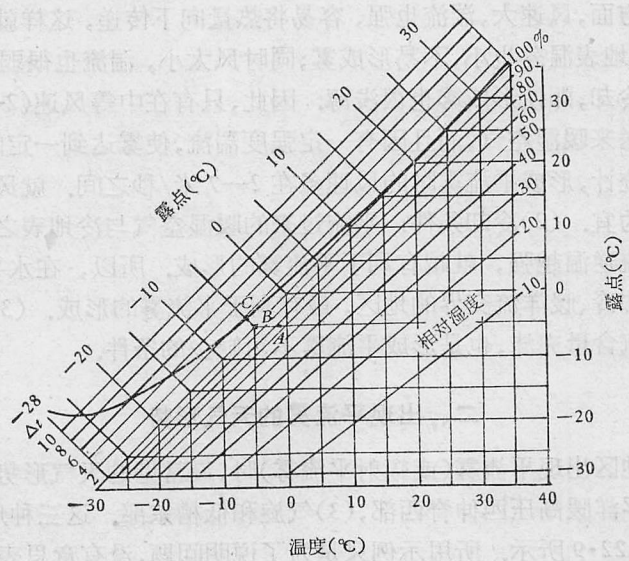


图 22·5　辐射雾的预报图

求法为：如本站温度为 −2℃，露点为 −5℃，将此数值点在图中，以 A 表示，沿等露点线往左移到 $f = 100\%$，即气温降到 −5℃，图中以 B 点表示．再由 B 点沿斜图中等露点线达到与粗曲线相交于 C．此粗曲线为空气继续冷却的附加量，从斜图上读出．$\Delta T = 2$℃．因此，空气要冷却 5℃（3 + 2 = 5℃），即气温达到−7℃ 时才会有雾（中度雾）．

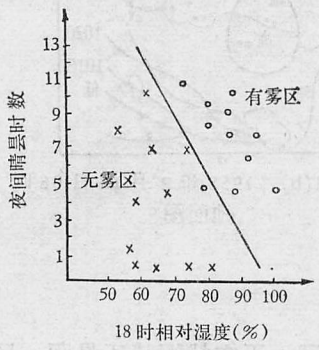


图 22·6　新津 1 月份预报辐射雾的点聚图

3. 点聚图、相关法等的应用

例如新津地区利用 18 时的相对湿度和当天夜间预报的晴昙时数做成预报雾的点聚图（图 22·6）．这里晴昙时数是按日落至第二天日出时计算的：除中云量≥9，低云量>6，中低云量和 ≥9 以外，均算在晴昙时数以内．如 f 和晴昙时数的交点落在有雾区，则可预报夜间有雾．

第四节　平　　流　　雾

暖而湿的空气流经冷的地表面，或者海洋上暖而湿的空气流到冷的大陆，或者海洋中暖海面上的空气流到冷的海面上，贴地空气冷却凝结而形成的雾，称为平流雾．在我国大陆上，平流雾多出现在沿海地区．在冬半年，陆地冷，暖湿的海洋空气吹向陆地时容易形成．在沿海地区有时见到随海风飘来的雾，不过这大多不是平流雾，而是海雾．

一、平流雾形成的条件

因平流而形成雾的主要条件有：(1)风速中度，平流是风速、风向的函数，平流量大小与风速成正比．风速大，平流大，空气与地表的温差大，容易冷却，如其他条件适当容易形成雾．但是另一方面，风速大，湍流也强，容易将热量向下传递，这样就会抵销冷却作用．风速太小，空气与地表温差也小，不易形成雾；同时风太小，湍流也很弱，仅能使地面上很浅薄的一层空气冷却，即使形成雾也很浅薄．因此，只有在中等风速(2—3 级)情况下，不但能源源不断地送来暖湿空气，而且因有一定强度湍流，使雾达到一定的厚度．根据我国沿海一些台站的统计，形成平流雾时的风速多在 2—7 米/秒之间．就风向来说，近于与地面等温线相垂直为宜．(2)冷却条件：平流过来的暖湿空气与冷地表之间温差越大，低层冷却越厉害，平流逆温越强，就越有利于平流雾的形成．所以，在水平温度梯度比较大的海陆交界地区和冷、暖洋流交界的地区，最有利于平流雾的形成．(3) 平流过来的暖空气，湿度较大，水汽含量充沛，也是形成平流雾不可缺少的条件．

二、出现平流雾的天气形势

在我国沿海地区出现平流雾（或辐射平流雾）时，最常见的天气形势有：(1)入海变性高压西部，(2)太平洋暖高压西伸脊西部，(3)气旋和低槽东部．这三种形势各给一个示意例子，如图 22·7—22·9 所示．所用示例只是为了说明问题，没有意思表示最典型情况．

1. 入海变性高压西部的平流雾

此型多见于春季．冷高压入海以后，能否变性形成平流雾，主要取决于它的厚度和在海上停留变性的时间．一般说来，它的厚度越大和在海上停留时间越长，就越有利于形成平流雾．据统计，当它的厚度达到 850 毫巴高度以上，在海上停留时间达 3 天以上，大多有平流雾．

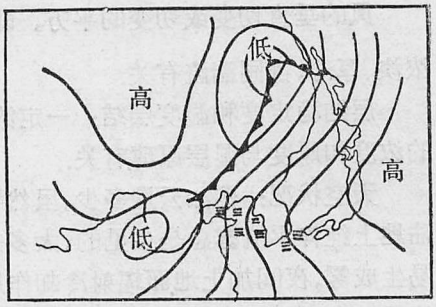


图 22·7　日本海高压西部平流雾

2. 太平洋暖高压西伸脊西部的平流雾

入夏以后，太平洋高压北跳并西伸至我国沿海地区．如果西伸脊的强度适中，脊的西缘正好伸到我国沿海附近，则有利于平流雾的形成．如果西伸脊势力很强，一直伸至我国大陆内部，就不能出现平流雾．因此，预报这种形势下的平流雾，应注意这个西伸脊的强度和位置．

由于太平洋高压西伸脊是暖性深厚系统，维持时间较长，所以，它在夏季形成的平流雾，不仅范围广，厚度大，而且持续时间比较长久．就一般而言，短者 1—2 天，长则达 5—6 天以上．

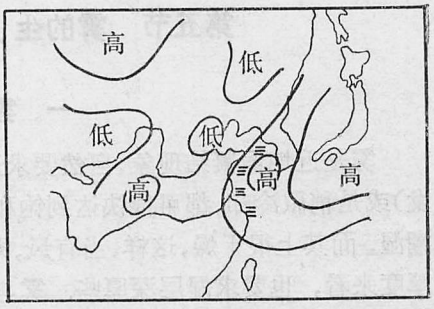


图 22·8　太平洋高压西伸脊西部平流雾

3. 气旋和低槽东部的平流雾

此型平流雾与这些系统的相对位置以及沿海上空暖湿平流的厚度有关．如由江淮气旋引起的平流雾，主要出现在黄海沿岸．由黄河气旋引起的平流雾，主要出现在渤海沿岸．由西南倒槽引起的平流雾，主要出现在珠江口以东的沿岸．在这些形势下出现平流雾时，沿海地区 850 毫巴和 700 毫巴高度上，都有暖湿平流存在．如果暖湿平流层次太薄，就不利于平流雾的形成．

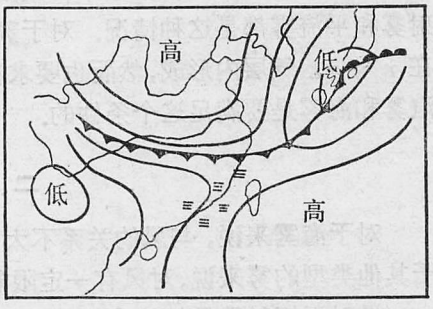


图 22·9　西南低压槽东部平流雾

三、平流雾预报

预报平流雾，首先还是建立在天气形势的分析和预报的基础上．可以根据历史资料，总结本地区出现平流雾的天气形势，结合当时天气形势的特点，判断本地区有无出现雾的可能性．而后结合本站温、湿、风、低层大气的特点，分析综合而作出判断．

在作雾的预报时，统计指标、点聚图等的应用，还是一种比较有效的办法．历史资料统计，应根据平流雾形成的条件，选择适当参数．可以考虑的主要参数有：

平流：既注意到平流符号(冷的还是暖的)，也注意平流大小．可以取本地区的平流，也可以取指标站或参考地区的平流．

风向风速：例如青岛地区统计，当吹东风或东南风，风速在 10 米/秒以下时，可能出现平流雾．

温度露点差：这是表示饱和程度的物理量．可取本地区数值，亦可取指标站数值，也

可以结合风考虑温度露点差的平流．例如，丹东地区在偏南气流情况下，如果在14时地面图上，山东半岛地区的温度露点差很小，丹东地区当晚将有平流雾．

风的垂直切变或切变的平方，即$\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2$：这是测量湍流强度的参数，因为雾的有无、浓淡、厚薄，都同湍流有关．

层结稳定度和湿度层结：一定浓度的雾总是与低层大气稳定状态相联系的，同时雾的浓度和厚度与湿层厚薄有关．

天空状况：例如云量多少，虽然平流雾不象辐射雾那样主要决定于辐射冷却，然而在陆地上纯粹平流雾总是少见的，大多是由于暖湿空气流到冷的地表面，在白昼温差小，不易生成雾，夜间加上地面辐射冷却作用容易形成．如果辐射冷却也起到重要作用，所出现的雾，往往称为平流辐射雾．因而预报平流雾时天空状况也时常要考虑在内．

第五节　雾的生、消与某些气象要素的关系

一、雾与温度及湿度的关系

雾是近地面凝结现象，自然要求近地面层很潮湿，接近饱和，或是稍微增加水汽(蒸发)或是稍微冷却，都可很快达到饱和．同时还要求湿层比较厚，否则，虽然地表上空气很潮湿，而其上很干燥，这样，当有风，即有湍流出现，把水汽上传，不易达到饱和．从雾的厚度来看，也要求湿层深厚些．雾与湿度的这种关系，不管是蒸发雾还是冷却雾都是适合的．

雾是大气处在稳定状态下的凝结现象．因而总是要求低层大气有一稳定层结．辐射雾和平流雾都是这种情况．对于蒸汽雾和海雾虽然不是这样，它们属于不稳定型，是在$\gamma \approx \gamma_m$气层内形成，然而也要求在不稳定层之上有一很稳定层次，抑制对流发展．蒸汽雾和海雾是要满足这个条件的．

二、雾与风的关系

对于海雾来说，与风的关系不大，因为风在5—40米/秒内都可以出现海雾．然而对于其他类型的雾来说，对风有一定限制，太大太小都不利．

风对于辐射雾是很敏感的．有风的夜晚，湍流交换随风速增加很快．在稳定大气中湍流总是使热量向下传递，这样就抵销一部分辐射冷却，不利于雾的形成．所以风小对于辐射雾有利．但是风也不能太小，太小的话，逆温只限于地面上几米高，往往不能形成雾，而形成露、霜．

平流雾就要求有风．风大平流强，有利于雾形成．但是风太大，湍流使热量下传，妨碍冷却，又不利于雾的形成．平流雾要求每秒几米的风速．

三、雾　与　雪　盖

地面冷却过程是雾形成的很重要的原因，但是在雪面上有时有雾，而且很浓，有时没有雾或者雾移到雪面反而消散．仔细考虑一下，雪面上有无雾同雪面温度有很大关系．雪面温度在0℃附近，雪面上常有雾．当温度在－10—－20℃附近很少有雾．当温度在

−40℃ 附近，常有雾而且维持时间很长．极地雪面多雾就是这种情况．

造成这种现象的原因，在于同一温度下水面饱和水汽压和冰面饱和水汽压有差别，即水汽压对水饱和而对冰来说已过饱和．令 Δe 表示这个差值．在不同温度下 Δe 值如图 22·10 所示．在 −12℃ 附近，差值最大，在 −5℃ 附近到 −25℃ 附近，这个差值还是可观的．由于水冰饱和水汽压有差别，当雪盖上面空气冷却到零度以下，水汽对水尚未饱和，但对冰来说可能达到饱和．一旦对冰达到饱和，水汽即开始在雪面上冻结成冰，因而水汽减少，对水来说更难达到饱和．如继续冷却下去，这种作用使空气中水分更少，同时湍流又使近地面层上层的水向下传递，继续冻结成冰．纵然有些水汽凝结成过冷却水滴，也要蒸发，又在冰晶上冻结．这些作用都使近地面层空气里的水分减少，因而积雪有使空气干化的效应．由于这种原因，减少雾形成的可能性，即使已形成的雾移到雪面后，也使雾趋于消散．这种情况尤以温度在 −10—−15℃ 最为显著．通常在温度低于 −10℃ 时很少见到过冷水滴组成的雾就是这个道理．

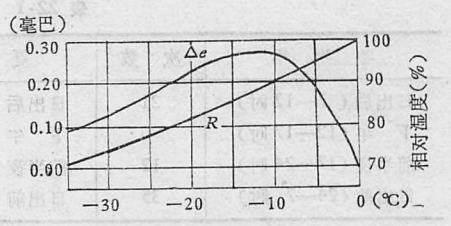


图 22·10　水冰面上饱和水汽压之差（Δe 曲线），水汽对冰饱和的相对湿度（R 曲线）

在 0℃ 附近，情况有所不同．这种温度正适合于雪融化．雪面对空气不起干化作用，所以当空气接触雪面很快冷却，如空气水汽够多的话，达到饱和，容易形成雾．同时，湍流不断将近地面层上层热量下传供融雪之用，空气不断冷却而形成雾．所以在 0℃ 附近雪面常有雾．

当雪面温度很低，在 −30℃ 以下，这时不会存在过冷却水滴，水汽只要对冰面饱和就冻结成冰晶，因而如果空气中水汽足够的话，很容易形成雾．这时雪盖表面是起到使空气冷却的作用．

四、雾 的 消 散

雾消散的条件与形成的条件相反．雾形成时或使空气增加水汽，或使空气冷却以达饱和，消散时或因加入干燥空气，或使空气受热皆可．一般说来有如下几个条件：

(1) 风增强．风增强至一定数值，雾消散．同时，风强，湍流垂直交换加强，在稳定层结中使热量下传，雾消散，或上升成层云．我们通常见到白昼雾多消散或浓度减弱，风强起一定的作用．

(2) 日射加强，使得下部受热而消散，特别是辐射雾多因此而消散．

(3) 雾沿山坡而下，下沉绝热增温而消散．

(4) 雾随风移到暖的陆地表面，也是下部受热的一种，雾大多趋于消散．

(5) 移到低温积雪表面，由于上面所谈的干化效应，雾多消散．

第六节　雾 的 日 变 化

各种类型的雾，不管成因如何，只要受热就趋于消散，因而雾的频率有明显的日变化，即最多出现在清晨，最少在午后．例如从北京地区对 121 次雾形成的时间进行统计，结果

如表 24·1 所示. 由表可看出，北京地区的雾一般都在日出前后形成，尤以日出前为最多，而在午后没有形成过一次雾. 雾的日变化，以辐射雾最明显. 这种雾通常夜间形成，日出前后最浓，日出后气温升高，加上湍流增强，导致消散. 北京地区的雾以辐射雾为主，所以表 24·1 可以代表辐射雾的情况.

表 22·1 北京雾的形成时间

冬半年	次数	夏半年	次数	全年	总次数
日出后（7—12 时）	21	日出后（5—12 时）	19	日出后	40
下午（12—17 时）	0	下午（12—19 时）	0	下午	0
前半夜（17—24 时）	12	前半夜（19—24 时）	5	前半夜	17
日出前（24—7 时）	35	日出前（24—5 时）	29	日出前	64

雾的日变化是由气温日变化而引起的，但气温日变化所引起的作用大小，还与其他某些条件有关：例如(1)雾的厚度，(2)日平均气温高低，(3)雾的浓度. 因而这些条件也影响了单纯由于气温日变化而引起的雾的日变化.

日出后，低层受热，不稳定度增加，湍流增强，浅薄的雾比起深厚的雾容易被吹散. 深厚的雾必须受热很强，湍流很强，才易消散. 所以象上坡雾，通常很厚，日变化一般很小. 有的平流雾也很深厚，日变化也不明显.

温度日变化与日平均气温有关，气温愈高日变化愈大，气温低日变化小. 由于这个原因，夏半年陆地上气温日变化大，雾的日变化也明显，清晨多趋消散；而冬半年气温日变化小，白天下部受热后，雾不一定消散.

雾的浓度是由雾中单位体积内所含水滴多少决定的，越浓含水滴越多. 浓雾比起轻雾来，需要更多的受热，才足以使水滴蒸发而消散. 所以浓雾比起轻雾来，日变化不明显.

此外，海雾没有什么日变化，因为海水温度日变化很小.

第二十三章 降 水 预 报

大雨、暴雨，特别是特大暴雨，无论对于战备、生产和人民生命财产，都有很大影响．因此，降水预报问题，一直为气象工作者所密切注意．多年来进行大量的工作，取得了一定的进展，然而，降水问题既涉及微观物理过程，又涉及宏观物理过程；既和大尺度天气形势相联系，又和中小尺度天气系统密切相关；既受大气热力条件影响，又受地形影响．有些方面目前还缺乏深入了解，预报就很难满足实际需要．因而降水预报问题仍然是一个需待进一步解决的难题．

在实际预报中，常常是承认一些微观物理条件，如认为凝结核、冰晶、碰撞等条件已经存在，可以不考虑，而集中精力考虑宏观条件如水汽输送、垂直运动、环流等条件．本章特别着眼于从大雨预报来考虑这些条件．

大雨指日降水总量超过 25 毫米以上的降水，暴雨、特大暴雨是按中央气象局所下的定义，暴雨指日降水量在50毫米以上，大暴雨指日降水量在 100 毫米以上，特大暴雨则指日降水量达 200 毫米以上．

第一节 水 汽 条 件

空气上升冷却后，水汽达到饱和状态产生凝结，而致云、致雨．水汽是降水的基本条件．水汽含量的多少既决定饱和状态能否达到，也同降水量大小直接有关．然而，单靠大气中现存的水汽含量要产生较大的降水量，往往是不够的．

能够下较大雨的云有两类，即对流云(浓积云和积雨云)和层积云．对流云的含水量平均为 0.5 克/米^3，多则几克/米^3，超过 10 克/米^{3}就是极端情况了．层积云的含水量比对流云少一个到两个量级，即只有 10^{-1}—10^{-2} 克/米^3，偶尔可观测到 1 克/米^3．云中含水量全部降落，称为可能降水量．就以含水量最多的积雨云来说，可能降水量也只有 10—20 毫米．然而，实际观测的结果表明，实际降水量比云中含水量大得多，例如在北京出现过在 10 分钟内降水量达 31 毫米的情况，国外有的地方曾观测到 1 分钟内降 25 毫米的强度，这大约相当于云中含水量为 54 克/米^3．这虽然是个别的情况，但是一次降水量总要比云中含水总量大得多．因此，单靠云中现有的水汽含量下不了大雨，要下一场大雨，必需要有水汽源源不断地由云外输入，云内水汽又不断凝结降落才有可能．这种源源不断的雨滴降落与水汽补充的循环往往需要几次到几十次．这就说明，降水预报，特别是暴雨的预报，不仅要考虑水汽含量；更重要的是还要考虑是否有潮湿空气源源不断地输送到降水区．

一、水汽含量分析

大气中水汽含量集中在低层，500 毫巴以下气层水汽含量可以代表大气中水汽的多少．如果粗略地考虑整个气柱内的水汽含量，把 500 毫巴以下的水汽加起来就可以．如果要考虑水汽含量的一般情况，通常取 850 毫巴或 700 毫巴高度上的水汽含量就可以．

表征水汽含量的量一般用比湿，现在探空资料只给露点，应用露点亦可.

分析水汽含量的空间分布，一般可在850毫巴或700毫巴等压面上分析等露点线(或等比湿线等)，这样就有露点高低区，犹如舌状，常称为湿舌和干舌，在干湿舌地区内有时有闭合中心. 降水量大的地区常常同湿中心配合. 至于水汽含量达到多大数值才有利于降水量达到暴雨程度，这随地区而有不同. 根据大气物理研究所对江淮地区的研究，850毫巴上比湿大于12克/千克以上(露点大于16℃)或700毫巴上比湿大于8克/千克以上(露点大于8℃)，有利于暴雨形成.

在作降水预报时，常要注意湿舌的活动. 湿舌的形成与低层流场密切有关，因此，湿舌的活动常根据流场的变化来估计，天气实践发现，湿舌活动有如下规律:

(1) 湿舌一般位于700毫巴的槽前或850毫巴的槽区，其轴向一般与700毫巴或850毫巴的槽线或切变线的位置近于平行. 当槽线或切变线位置变化时，湿舌的轴向也将随之而变.

(2) 湿舌区域的湿中心的移动和发展，一般与低层低涡有一致的关系，即低涡所在处常常是湿中心区，而且当低涡沿东西向或东北一西南向的切变线移动时，湿中心也随之移动.

水汽含量随时间的变化，往往有不连续的现象，多出现在降水前很短时间内. 天气实践经常看到，在降水前一段时间，如一、两天内，水汽缓慢增加，然而在降水前一、两小时水汽突然很快增加，这种现象无论在单站资料还是在水平分布图上，都可观察到. 虽然我们知道，水汽的变化与流场的变化有很大关系，但湿舌形成的时间往往距暴雨出现的时间不超过一天. 有人对江淮地区进行过统计，发现在新生暴雨出现前24小时，850毫巴上的露点，有半数以上低于16℃，而新生暴雨开始时的露点却有84% 大于16℃. 由于降水前水汽这种不连续变化的现象，使日常预报工作中利用当天的水汽资料预报未来24小时降水发生困难，或者报不出降水，或者降水量报得太小. 这里就提出一个问题，使我们怀疑目前水汽只考虑时间的一级变化(不管是水平输送还是垂直输送)是否接近实际情况，或许要考虑时间的二级变化，即加速度所引起的变化较为有效些.

二、水 汽 输 送

水汽输送，一方面使水汽向某个地区集中，水汽增加，容易达到饱和，产生降水，另一方面使水汽源源不断地输送，使降水得以维持，降水量大增. 所以预报降水，特别是预报暴雨，必须考虑水汽输送问题.

水汽有两种输送方式，即水平输送和垂直输送. 在850毫巴或700毫巴图上分析等露点线，由风与等露点线的关系，用类似温度平流的方法，来看水汽水平输送. 输送量的大小决定于风速的大小和等露点线的梯度，如有高值等露点线向某区移动，并与同值的等温线相接近，这表明有潮湿空气输送，并接近饱和状态. 垂直输送依赖于上升运动，输送量的大小决定于上升运动的大小和水汽的垂直梯度. 上升运动可以把低层集中起来的水汽输送到较高层次，使湿层变厚并接近饱和. 垂直输送不像水平输送在实际工作中容易决定，只有依靠低层辐合流场来简接判断，即辐合流场很强的地区，输送量也大，像辐合切变线和低涡地区都有利于垂直输送.

这两种输送方式对于降水所起的作用如何，目前尚无系统的统计资料可供参考. 然

而根据一些个例计算，有如下事实：在降水以前，水汽水平输送显得重要，不断地将潮湿空气向降水区输送；在降水快要开始时，则垂直输送起重要作用，使降水区的850毫巴或700毫巴上水汽增加很快，远大于水平输送量，同时湿层显著增厚．这种现象也是日常工作中只根据水平流场做降水预报时往往把雨量报得偏低的原因之一．

三、水 汽 来 源

导致我国下大雨的气团有两类．其一是来自太平洋的所谓热带海洋气团．这类气团低层很潮湿，处于对流性不稳定状态，它基本上与太平洋高压联系在一起，这种高压移近我国时，因其比较稳定，在其北界和西界，西南气流持续地侵袭，有利于水汽向我国输送．另一种气团是来自印度洋的所谓赤道气团．这类气团比热带海洋气团更为潮湿，且对流性不稳定层次厚，它主要以西南气流形式侵袭我国华南、长江流域甚至可达黄河流域，导致持续性降水天气，这类气团比热带海洋气团更为重要．

这里举1963年8月上旬华北地区有记录以来一次特大暴雨为例．图23·1为一旬总降水量分布图．在石家庄、邢台、邯郸三个专区的总降水量普遍超过800毫米，最大降水中心在邢台专区西北部山地，一旬总降水量达2052毫米．北京地区处于这次暴雨区的外

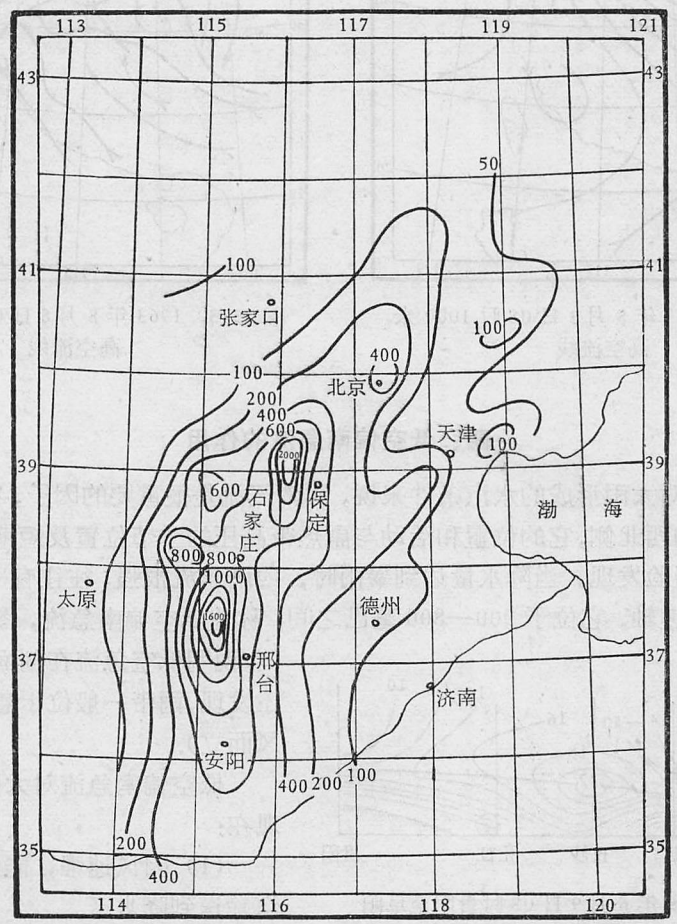


图23·1 1963年8月上旬河北省降水量图（单位：毫米）

围，然而在北京西郊，8 天总降水量也达到 318.1 毫米，可见这次特大暴雨的严重性．这次暴雨，大体可分为两个阶段，1 日到 6 日为前一阶段，7 日到 10 日为后一阶段．而降水主要在前一阶段．对这次暴雨的水汽来源和水汽输送，有些单位曾计算过，前一阶段水汽输送以西南气流为主，如图 23·2 所示．从 8 月 3 日 1,000 米高度上的流场很明显的看到，我国大部分地区盛行西南气流．追溯这股西南气流的来源，发现在 7 月底由孟加拉湾有一湿舌向我国西南侵袭，并越过云南山地伸向华北．这股气流属于赤道气团的性质，这次暴雨后一段时期的水汽输送则以东南气流为主，如图 23·3 所示，水汽主要来源于我国东部洋面上．

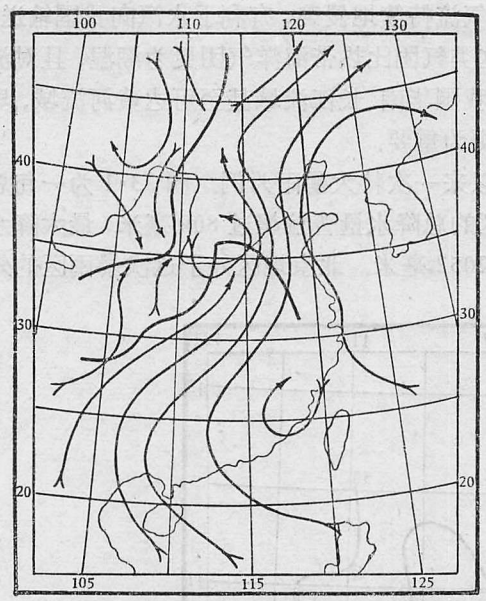


图 23·2　1963 年 8 月 3 日 08 时 1000 米高空流线

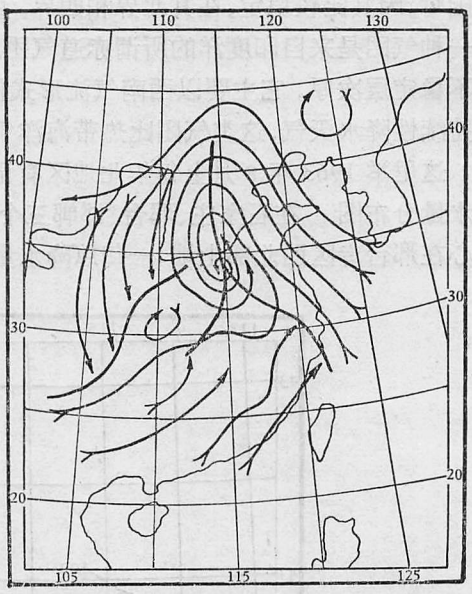


图 23·3　1963 年 8 月 8 日 08 时 1000 米高空流线

四、低空偏南急流的作用

如前所述，对大雨形成的水汽条件来说，西南气流是很重要的因子，它位于太平洋高压或南海高压的西北侧，它的位置和活动与副热带高压的季节位置及短期进退很有关系．

我国南方经验发现，当降水量达到暴雨时，西南气流很强，往往有一支风速大于 12 米/秒的最大风速轴，它位于 900—800 毫巴之间，称为低空偏南急流，图 23·4 为一次实例，说明低空急流在剖面上的情况，实践还发现，雨带一般位于急流轴的左侧（背风而立）．

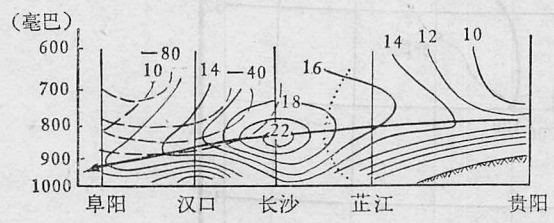


图 23·4　1959 年 6 月 9 日 08 时贵阳至阜阳一线全风速剖面图

低空偏南急流对大雨形成的作用表现在：

（1）因风速强，能够最有效地把水汽输送到降水区．

（2）由于它所经之处低层的暖湿平

流最大，因而层结的对流性不稳定性强，一旦有抬升条件就会使对流运动强烈发展，因而使降水强度大增.

(3) 由于低空偏南急流轴的左侧容易与东移的西风带系统相联系，形成辐合区，因而有利于湿中心湿舌的形成. 与这种低层辐合相伴随的上升运动，又是不稳定能量释放的触发机制，因而有利于大雨的产生，而且大雨带偏于急流轴的左侧.

因此，对于我国华中、华东、华南的降水预报要注意低空偏南风急流的进退活动. 它的活动对严重的雷暴冰雹等对流性天气预报的关系也很大.

为了掌握低空偏南风急流的动向，我们应注意 850 毫巴图上风速大于 12 米/秒以上的偏南风带的位置及其活动.一般说来，当副热带高压较稳定时，它的位置也较稳定，当副热带高压加强时，偏南风气流往往有风速突然增大的现象，也有利于大雨的产生和加强.

第二节 垂直运动条件

垂直运动起着两种很重要的作用：其一是空气上升冷却达到饱和，凝结成水滴降落下来；另一是将水平输送来的水汽向上输送. 对于潮湿空气，这种垂直输送的机制尤为重要，因为它能源源不断地向上输送水汽. 不过，还应注意，具有大量降水云系的高层大气，必须伴有水平辐散流场，这样，低层辐合引起上升到高层散开，在云系的四周下沉，构成垂直环流圈，才能使水汽不断向上输送产生凝结，没有这种垂直环流的机制，不会有多少降水，这种机制，在天气尺度系统里有，在中小尺度的雷雨系统中仍然有，而且更为有效. 就降水预报来说，特别是预报暴雨，不仅需要知道垂直运动，而且更需要知道这种垂直环流的机制，究竟在多少时间内循环一次，但目前知道得还很少.

垂直运动定量估计是有些方法，除去数值预报可以定量预报外，日常工作中定量应用还是困难的事，目前只能根据天气系统来估计垂直运动. 所以，降水的预报都是根据天气系统预报来作的.

产生上升运动的因子很多，但基本上可分为三类：其一，属于大范围或系统性的上升运动. 其二，由于地形所引起的上升运动. 这两类一般都认为是动力学条件引起的，又可称为动力上升运动. 第三，是与大气层结不稳定性相联系的对流运动，由于潜热释放造成的.

绝大多数雨量达到暴雨以上的降水，均伴有对流活动. 对流区域上升运动很强，由于潜热大量释放，垂直加速度很大，可使上升运动很快达到每秒10—20米以上. 这种对流运动不仅有效地输送水汽和产生凝结，而且能在一两个小时内，甚至几十分钟内使空气循环一次，以致造成大量的降水. 故在做夏季降水预报时，必须把天气尺度系统降水和对流尺度降水结合起来，也就是要充分考虑对流活动.

一、锋面抬升作用

锋面是我国各季降水的重要天气系统. 夏季，除了南岭以南地区外，广大地区都受到锋面影响，而大雨出现地区大多与锋面活动有关.

锋面产生大雨，是由于它抬升暖湿空气的作用较显著，如其它条件相同，降水量大小取决于锋面抬升速度的大小. 暖空气被抬升的速度，按照运动学边界条件，与锋面的坡

度和移速有关，当锋面坡度大时，暖空气吹向锋面而且风速大时，其抬升速度也大.

令 c 和 v 分别为锋面的移速和风速沿着垂直于锋面方向上的分量，$\tan\alpha$ 为锋面坡度，按运动学边界条件，暖空气被抬升的速度 w 为：

$$w = (v-c)\tan\alpha.$$

由此式可知，抬升速度既正比于锋面坡度，又正比于空气相对于锋面的运动.

锋面坡度可以从地面锋和高空锋区（等温线密集区）的相对位置来估计. 在实际工作中又常根据地面锋与700毫巴槽线来估计. 距离越小，锋面坡度越大，抬升运动越强，降水量也越大，经验指出，当地面锋与700毫巴槽线相距两个纬距以下，可能有暴雨，降水集中在这两者之间.

如为冷锋，暖空气迎锋而上，而且风速大，锋面移速快，则抬升运动大，常造成强度较大的降水，但日降水总量并不很大. 如锋面呈准静止状态，暖空气迎锋而上，造成持续抬升运动，降水强度虽不很大，但降水总量常很大. 如锋面切变线就属于这种情况. 夏季暴雨常与这类锋面活动有关.

如为暖锋，当风速远大于锋面移动速度时，则抬升运动就大，降水也大.

二、低层辐合流场

低层流场的辐合，根据大气质量连续方程，空气受地面的限制，必然造成上升运动. 这种上升运动常常导致大量降水. 至于低层辐合上升的定量计算将在后面讨论，这里定性讨论有利于降水的辐合流场.

1. 气流辐合带

在850毫巴或700毫巴图上有明显的辐合带. 它有三种情况：

（1）风速辐合带　在辐合带的两侧风向一致，而风速差异很大，这类的辐合量一般不大，不致产生大雨，然而在夏季如为西南风速的辐合，由于西南气流水汽充沛，也会产生大雨.

（2）风向辐合带　辐合带两侧风向相反的情况，这一类的辐合大，而且持续，一般都容易产生大雨.

（3）切变型　它又可分为三种，即静止切变、冷式切变和暖式切变. 其中，静止切变系单纯切变，没有风向辐合，不易产生大雨. 后两种的辐合都较大，容易产生大雨. 尤以冷式切变为最常见到的大雨类型. 根据经验，在冷式切变情况下，切变线以北的偏北风大于5米/秒时就有可能出现暴雨，这与西南气流水汽充沛有关.

2. 等高线气旋式弯曲区

在850毫巴或700毫巴图上，常有低涡、槽、倒槽等气旋式环流区域. 这些区域大多与辐合相联系，然而大的辐合量只集中在等高线往北走向并作气旋式弯曲的地区，这种辐合和等高线走向的关系，可以根据涡度方程来理解.

把涡度方程

$$\frac{d}{dt}(f+\zeta) = -(f+\zeta)\cdot \mathrm{div}\boldsymbol{V},$$

写成

$$\frac{d\zeta}{dt} = -\beta v - (f+\zeta)\cdot \mathrm{div}\boldsymbol{V}.$$

由此式，如把等高线近似地看成轨迹，当空气往北运动时只有伴随大量辐合才能使气旋性涡度增加．因此，在等高线自南向北、气旋性弯曲增大的地方会有大量的辐合．

由此可见，大雨经常出现在：

（1）低涡．像西南涡之类的低涡的东部．

（2）槽东部气旋式弯曲最大的地区．

（3）倒槽顶端的东部．

上面只是为了叙述方便，把辐合带与气旋流场分开讨论，而实际上出现暴雨时常是两者的结合，例如当低涡与切变线结合时常出现暴雨中心．

3. 负变高（压）区

在低层负变高（压）区，多为辐合上升区，常与大雨相联系．负变高（压）区和辐合的关系，亦可用涡度方程来说明．在涡度方程中，由于低层涡度平流项较小，特别是当涡度变化大时可以把它略去，再利用地转风涡度 $\zeta = \frac{g}{f}\nabla^2 z$，可以有如下近似关系：

$$-divV = \frac{1}{f+\zeta}\left(\frac{g}{f}\nabla^2\frac{\partial z}{\partial t} + \beta v\right).$$

式左边第一项表示变高（压）场对辐合的作用，在负变高（压）中心区，$\nabla^2\frac{\partial z}{\partial t} > 0$，产生辐合，在正变高（压）中心区，产生辐散．

在实际工作中，如遇到负变高较大的中心，就应注意大雨出现的可能性．

三、高层辐散的作用

为了使上升运动得以维持或加强，为了使新鲜潮湿空气不断补充，进行多次循环，在低层辐合的高层要配合辐散，因此，对暴雨预报的问题，更应注意到对流层中层的上升运动和高层的辐散作用．

关于高层的辐散，通常是由涡度方程来判断，在高层，急流强，涡度平流项显然最重要，因此涡度方程可以近似地取为：

$$(f+\zeta)divV = -\boldsymbol{V}\cdot\nabla\zeta,$$

即正涡度平流区（$-\boldsymbol{V}\cdot\nabla\zeta > 0$）伴有辐散，负涡度平流区伴有辐合．这种判断与通常出现大雨地区的高空形势是相一致的．通常的高空形势有：

（1）高空槽前，特别是槽前等高线呈散开形状，涡度平流最强，辐散也最强．

（2）高空低涡的东南象限．

判断了高层辐散的地区，也就意味着判断了对流层中层的上升运动区，因为高层辐散必然在其下方有大量空气上升来补偿．但是还有一种直接定性地判断对流层中层上升运动地区的方法．由理论推导可以有这样结果：当热成风由大涡度区流向小涡度区，有上升运动出现，反之有下沉运动．上升运动和温压场结构的关系，如图 25·5 所示，图中实线为高空流场，虚线为气层平均温度场，这种温压场的特点是平均温度场比流场较为平直，而且温度槽比流场波动落后．因此，在等温线由流场槽区（正涡度最大区）伸到流场脊区（负涡度最大区）的中间某个地区，有强烈上升运动（图中以阴影表示）．大雨地区常

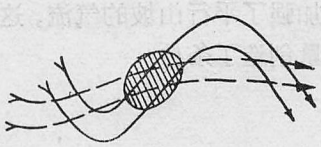


图 23·5　上升运动和温压场结构之间关系的示意图

出现在这个上升运动区.

第三节　地形和山地影响

地形对降水的影响远大于对其它要素的影响，同一地区，因地形不同，降水量会有很大差异.地形究竟怎样影响，这是个复杂问题，这里只介绍一些典型情况.

一、地形抬升作用

经验指出，平均而言，多雨带大多在迎风坡，而且最大降水中心也在迎风坡的一面，降水中心轴的走向也与山脉的走向一致. 这一事实常用抬升(或叫爬坡)作用解释.

地形对气流的抬升作用，与锋面相类似，当气流遇到山脉受到机械抬升. 因此，在迎风坡造成上升运动，背风坡下沉. 如果令气流达到山坡之前的水平风速为 v，山脉的坡度为 $\mathrm{tg}\,\alpha$，风向与迎风坡法线的交角为 β，因抬升而造成的上升运动 w 为：

$$w = v\cos\beta\ \mathrm{tg}\,\alpha.$$

此式说明，地形抬升速度的大小决定于：(1) 风速的大小，(2) 风向与迎风坡正交程度，(3) 山的坡度. 当风速愈大，风向与山脉迎风坡愈近于垂直，山愈陡，抬升速度就愈大.

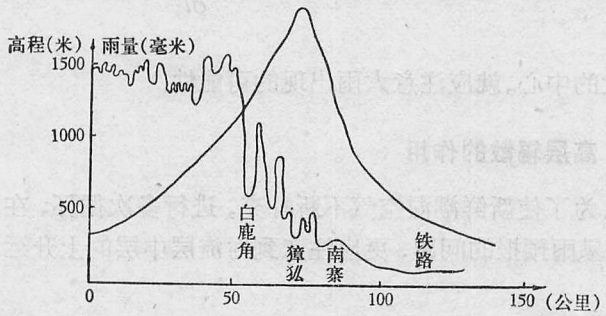


图 23·6(a)　邢台地区地形和雨量剖面图(东西向)

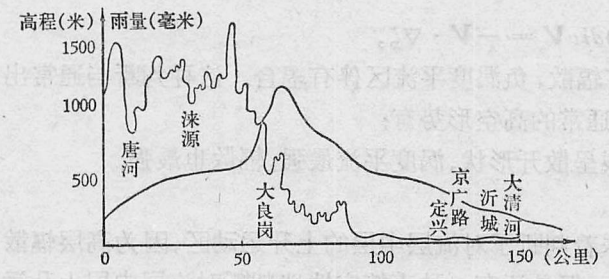


图 23·6(b)　保定地区地形和雨量剖面图(东西向)

这种抬升作用在实际上是存在的，而且当风沿迎风山坡而上时，其抬升速度是可观的，然而我们也常见到，如十七章提到的，出现暴雨时气流沿山脉走向的分量大于垂直分量，同时如上所述降水中心轴的走向与山脉的走向一致. 像 1963 年 8 月上旬华北地区特大暴雨的雨量分布就有如上特点. 同时，雨量偏大的地点都在半山区，而不在近山脊或山脊处，以邢台和保定两地为例[图 23·6 (a)和(b)]可见到这种现象，通过这些事实，令人怀疑，除了地形抬升产生降水外，是否还有另一种作用，即由于山坡的障碍，加强了平行山坡的气流，这样不但有利于水汽输送，而又产生了气旋式切变，为增大降水量创造了条件.

二、地形的其他作用

1. 山地折向作用

气流吹向山地时，在山脉豁口处，气流有折向现象，如图 23·7 所示. 在迎风坡的一

面，气流因折向辐合，引起上升，当气流绕过分水岭后，在背风坡有辐散，引起下沉．这种上升、下沉运动对降水分布也有影响，在豁口迎风坡降水丰富．

2. 河谷盆地的作用

如果有冷空气积聚在河谷式盆地里，当锋面气旋或锋面移近时，原来河谷里的冷空气被迫挤成有一定的坡度．这时冷空气将沿河床下滑，与新的冷空气汇合，形成一条辐合带，这个地区有上升运动，相应形成一条降水带，如图 23·8(a) 所示．

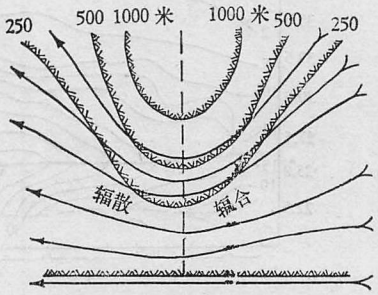


图 23·7　山地对气流的折向作用
(细实线为地形等高线，粗矢线为气流)

3. 海岸摩擦辐合作用

其作用如图 23·8(b) 所示，气流平行于海岸线，图中陆地右侧在海岸线处，由于摩擦影响，气流有由海洋吹向内陆的分量．在沿岸气流辐散，而在内陆辐合．因而，在沿海岸线一带降水比内陆要少，在陆地的左边情况相反．这种摩擦引起的上升作用虽然不大，然而当其叠置在辐合的潮湿气流中时，对降水的影响还是值得注意的．例如，当变性高压处于渤海、日本海一带时，华北一带吹偏东气流，在天津塘沽一带往往没有降水，而离海岸线较远的北京地区却有降水，这种降水的分布就与沿海摩擦辐合作用有关．

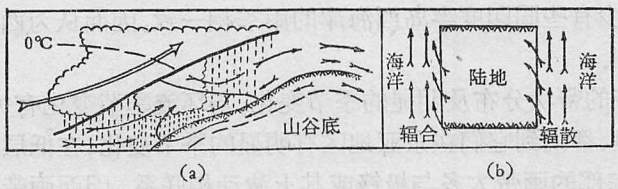


图 23·8　地形和山地的影响
〔(a) 冷空气的排挤　(b) 沿海岸的摩擦辐散与辐合〕

第四节　我国的雨季和暴雨形势

一、我国的雨季

我国地处欧亚大陆的东南，东部面临大洋，季风气候特点很浓．冬半年盛行西北气流，干而冷，夏半年盛行东南、西南气流，湿而暖，雨量集中在夏半年．

我国降水常呈带状分布，特别是东部地区，雨带近于东西向，同时有明显的季节性迁移．由冬至夏自南向北推进，在这过程中，有两次跳跃式推进，三次近于停滞．由夏至冬自北往南撤退，而且比较迅速．图 23·9 说明这种过程．此图为我国东部地区各纬度带上多年平均候雨量的分布．从气候角度来说，每年 10 月中旬以后到次年元月中以前，在华南地区出现一大雨带在南岭附近摆动．6 月中以后大雨带第一次向北突然推进，移在长江沿岸附近，西起高原东部四川盆地，东达日本南部．以后，到 7 月上旬为期约 20 多天，一直维持在长江两岸．这就是所谓的长江流域梅雨．7 月中起，雨带再一次向北突然挺进，经过淮河和黄河下游，7 月下旬到达东北、华北、河套一线，8 月中雨带达最北位置．此后，维持到 8 月下旬，前后为期 30—40 天，这就是华北雨季．8 月底 9 月初雨带很快南

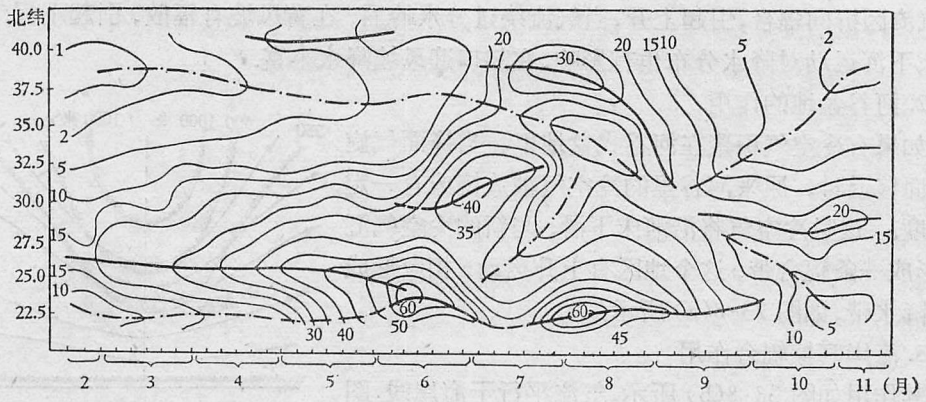


图 23·9　我国东部(110°—120°)各纬度多年平均候雨量分布
(细实线为等雨量线,粗实线为最大雨量带,粗虚线为雨量急剧增加区,点划线为少雨带)

撤,在半个月左右就退到长江流域,以后雨带很不清楚,到 10 月中旬完全撤到华南沿海,整个大陆雨季结束. 在上面所描述的这一雨带北进南撤的过程,约在 6 月中到 9 月底,华南地区又有新的雨带断断续续地维持.

至于我国西部地区,大体可以东经 105° 为界,这条线以西我国西南省份、青藏高原及高原北麓新疆等地区的降水,因地形和资料限制,是否有像东部地区那样带状分布和明显的带状变化,还有待于进一步分析. 据有人进行初步资料统计指出,我国西部雨季开始比东部较晚,而多少有些同印度半岛西海岸的雨季相一致,因而认为西部雨季起迄受印度西南季风进退控制.

我国东部雨带的带状分布及明显的季节变化,与环流季节变化有关,在副热带高压和大气环流的章节里,都说到它们在东亚地区有明显的季节变化,在低层表现为极锋有季节性的位移. 我国东部的雨带大多与极锋或其上波动相联系,因而雨带也有明显的季节位移. 在华南地区 6 月以后出现的新的雨带是与东风带系统如台风之类相联系的. 这里举图 23·10 为例,此图为沿东经 115°—120° 各纬度上 500 毫巴候平均西风风速和各纬度上多年候平均降水量的年变化. 由图可看到,由冬至夏西风风速由 30 米/秒减到 10 米/秒左右,最大风速带(以粗虚线表示)由北纬 30° 附近北移到北纬 45° 附近,由夏至冬西风风速增加,最大风速带南移;而且最大风速带南北位移有突变现象. 相应地面,在最大风速带偏南一些的雨带也是先北进而后南撤. 这种联系只在 4,5 月份不太清楚,在这时期西

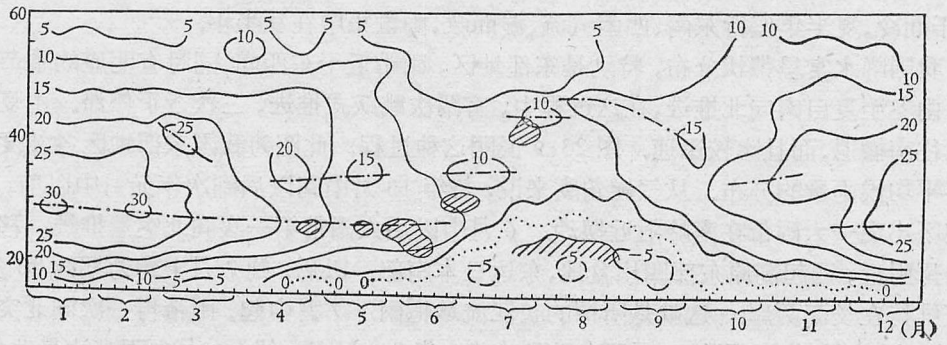


图 23·10　东经 115°—120° 各纬度 500 毫巴多年平均西风和雨量分布
[实线为西风风速(米/秒),虚线为东风风速(米/秒),粗点划线为强西风带斜线部分为多雨区]

风带或者变弱变宽，或者成为两支不太强的西风带，相应地雨带或者变宽，或者成为两个雨带．6月中旬到9月份，在华南沿海有一支东风带，这同新的雨带相联系．

二、暴雨的几种典型形势

1. 一般讨论

暴雨作为一种灾害性天气，解放后二十多年来各地从事不少这方面的总结工作．这里不想一一介绍，只介绍几种典型的形势．

台风是我国华南和沿海几省的典型暴雨形势，这在台风一章中已论述过．台风进入内陆或达到较高纬度，虽然强度很弱，在气压场上只有一两条闭合等压线，但是与西风带系统结合时，也会造成暴雨．例如有一次台风移到郑州地区，只有一条等压线，然而却造成郑州地区大暴雨．这类情况在东北地区也见到过．很弱的台风也会出现暴雨，是容易在预报时被忽略的现象．

东北地区暴雨的典型形势是与高空涡相联系的．暴雨出现在涡的东南部，当涡稳定时，其后部有弱的冷平流进入涡区，暴雨会不断出现，维持较长天数．

我国有些地区的暴雨，是与副热带高压活动联系在一起的．虽然副热带高压本身不是暴雨系统，然而当它接近大陆时，它的加强和维持，有利于在它的北部或西部同西风带系统造成持续的辐合流场，再加上持续的水汽输送，常为暴雨创造有利条件．从这个角度来讲，可按副热带高压形状分成两种类型；高压呈纬向和呈经向两类．我国江淮地区暴雨，大多出现在副热带高压呈纬向型，华北甚至西北、东北地区产生暴雨时，副热带高压常呈经向型．

2. 江淮流域暴雨形势

中国科学院大气物理研究所总结江淮地区出现暴雨时850毫巴上常见的模式有：

(1) 切变线型［图23·11(a)］　太平洋高压脊位于北纬20°—25°附近，它与西风带变性冷高压之间形成切变线．暴雨大多位于当日700毫巴切变线与次日850毫巴切变线之间地区，当副热带高压脊位置偏南或偏北时，切变线和暴雨区也偏南、偏北移动．

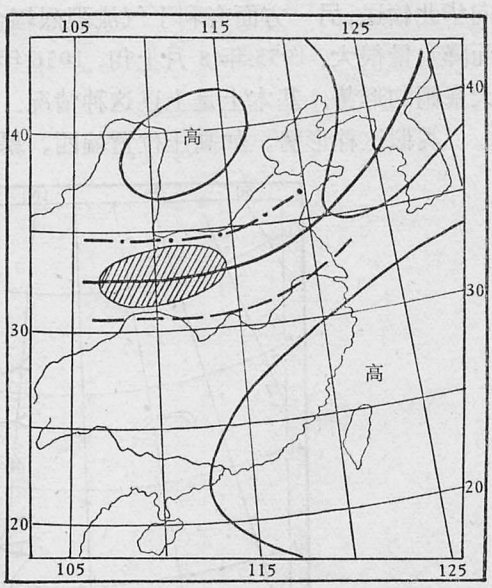


图23·11(a) 切变线型850毫巴示意图
(实线为等高线，点划线、粗实线、虚线分别为当日700毫巴、当日850毫巴和次日850毫巴切变线，阴影区为暴雨区)

(2) 北槽南涡型［图23·11(b)］　原在长江南岸有一切变线，当其向北移动时，与河西走廊一向东移动的高空槽相遇，在切变线和槽线相交之点有涡旋风系，这就是北槽南涡型，或称为三合点型．在三合点附近往往有暴雨形成．暴雨主要集中在850毫巴上暖区里或切变线附近，在这种形势下，副热带高压脊稳定在北纬25°附近．如在三合点形成的同时，其上有高空气旋涡旋形成，则暴雨区的强度最大．

(3) 高空涡旋型［图23·11(c)］　在850毫巴上有直径小于400公里的气旋涡旋，

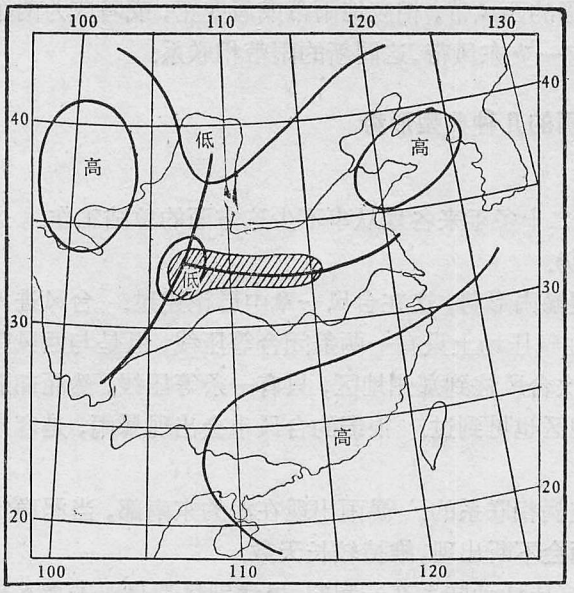


图 23·11(b)　北槽南涡型 850 毫巴示意图

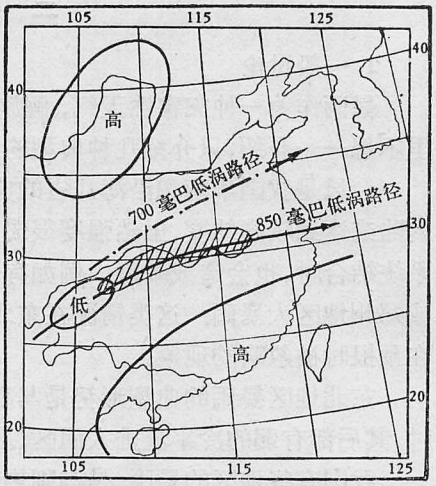


图 23·11(c)　高空涡旋型 850 毫巴示意图

850 毫巴上辐合区位于涡旋移动路径的北边，暴雨往往容易在涡旋的东南方形成.

3. 华北暴雨形势

特点是渤海到日本海有一高压(有时称为日本海高压)，其轴近于南北向，并且很稳定.在这高压的西侧，或者是北槽南涡，或者是西风槽与低纬倒槽(其实是东风波)相联结，或者是南北向的切变线，如图 2 3·12 所示. 这种形势，一方面有利于水汽自南(或西南)向华北输送，另一方面有利于气流强烈辐合，而形成暴雨，再加上太行山东面地形作用，因而降水量很大. 1955 年 8 月上旬，1956 年 8 月上旬以及 1963 年 8 月上旬，华北地区几次大暴雨的形势. 基本上是上述这种情况.

类似这种形势，如高压位置偏西，暴雨区往往位于河套地区，如高压脊线呈东北西

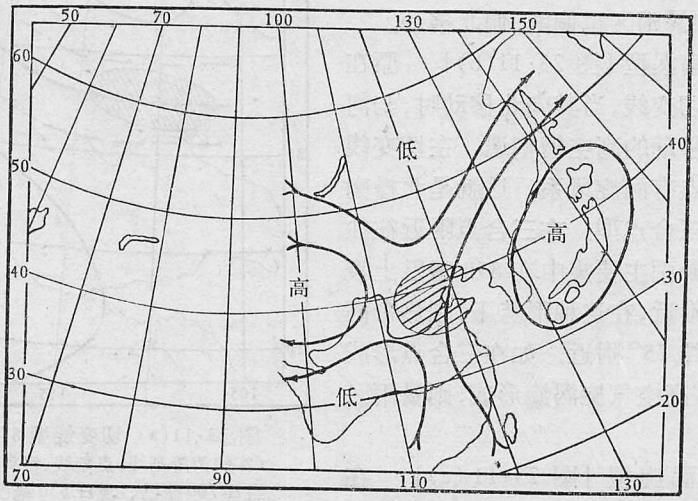


图 23·12　华北暴雨时 700 毫巴流线示意图(斜线为暴雨区)

南向，并伸到长江中游，暴雨区往往落在四川陕西地区．如高压位置偏北又偏东，停留在日本北部，我国东北往往有暴雨出现．

但需注意，在上述这些暴雨形势中，常有中小尺度系统相伴随．

第五节　降水的定量预报

到目前为止，除去数值预报外，精确的定量降水预报，还有困难．这主要是由于对降水的微观物理过程及宏观天气过程了解得还不够的缘故．譬如说，实践中常发现，在大片降水区中有少数几个成块状的特大暴雨中心，其物理机制和微观物理过程都还不清楚，以致难于预报出来．但是，由于实际的需要，应该用现有的条件尽量朝这方面努力．下面介绍目前所能做到的定量降水预报方法，虽然预报结果与实况会有很大的偏离，但可给出大概的数量级．

一、可能降水量和可能降水率

这种计算方法有一基本假定：在绝热条件下，大气水汽达到饱和状态，产生凝结，所能凝结的水都降落下来．这个假定与实际情况有偏离，但这种偏离较小，对于我们所考虑的大雨问题，这种偏离的影响可以暂不考虑．

原理是：把大气分为许多薄的层次，譬如 850—700 毫巴，700—500 毫巴等等．考虑各层单位面积上（图 23·13），可能降水量和可能降水率．设 w_i 为某层的水汽总量，ρ_w 为饱和水汽密度，应用静力方程

$$\Delta P = -\rho g \Delta z,$$

并用饱和比湿的定义

$$q = \frac{\rho_w}{\rho},$$

按所给假设，这一层单位气柱的水汽总质量，即这一层可能降水量 w_i，则有

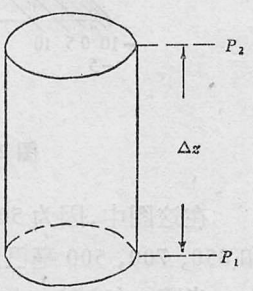


图 23·13　计算降水的单位面积

$$w = \rho_w \cdot \Delta z = -\frac{\rho_w}{\rho g}\Delta P = -\frac{1}{g} q \cdot \Delta P. \qquad (23\cdot1)$$

单位时间内可能凝结出来的水汽，定义为可能降水率以 P_i 表示，则

$$P_i = \frac{\Delta w_i}{\Delta t} = -\frac{1}{g}\frac{\Delta q}{\Delta t}\cdot\Delta P = -\frac{1}{g}\left(\frac{\Delta q}{\Delta z}\cdot\frac{\Delta z}{\Delta t}\right)\cdot\Delta P$$

$$= -\frac{1}{g}\frac{\Delta q}{\Delta z}\cdot w\cdot\Delta P. \qquad (23\cdot2)$$

式中，ΔP 是已取定气柱厚度（即上、下等压面的气压差），不随时间而变，$w = \frac{\Delta z}{\Delta t}$ 是垂直运动．

当考虑整个气柱时，对（23·1）式和（23·2）式在整个气柱内求和，即得到：

可能降水量

$$W = \Sigma w_i = -\frac{1}{g}\Sigma q\cdot\Delta P, \qquad (23\cdot3)$$

可能降水率

$$P = \Sigma P_i = -\frac{1}{g}\Sigma\frac{\Delta q}{\Delta z}\cdot w\cdot\Delta P. \qquad (23\cdot4)$$

根据这两个式子可制成图表，以便很快查算.

1. 可能降水量图

将(23·3)式中的 q 换成露点，并假定在两等压面之间的露点是随气压呈直线减少的，就可能制成图 2 3·14 所示的可能降水量图.

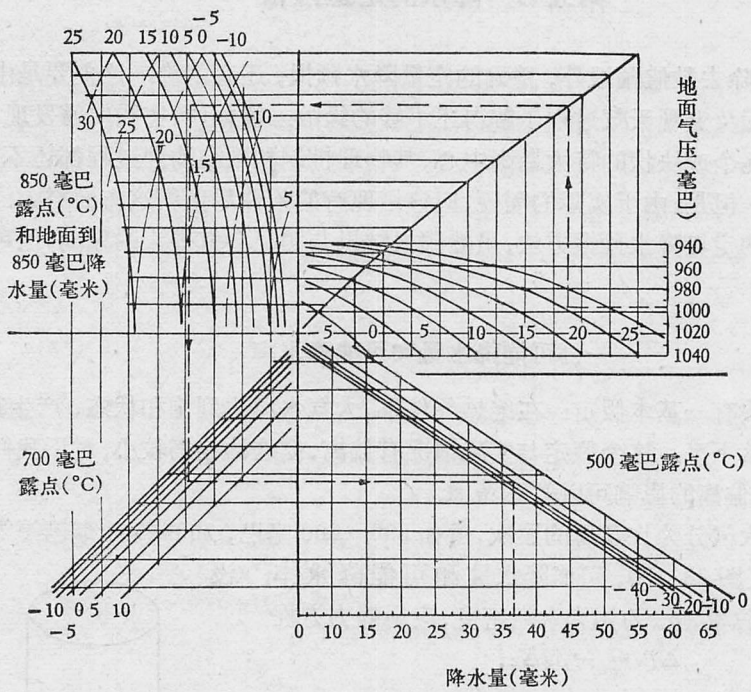


图 23·14　由地面和标准等压面的露点计算降水量的图表

在这图中，因为 500 毫巴以上的层次可能降水量很少，可以略去. 我们只要查出地面和 850，700，500 毫巴上的露点立即可求出可能降水量.

步骤：(1)图右上象限纵座标为地面气压，斜线为等露点线，从具体数值求出一点，而后沿纵轴向上与粗线相交，再平行横轴向左上象限延伸. (2)此延伸线与左上象限中 850 毫巴等露点线(实曲线表示)相交，即可读出地面到 850 毫巴可能降水量(由虚线表示). (3)再与纵轴平行往下到左下象限，同 700 毫巴等露点线(斜线表示)相交. (4) 再由此交点平行于横轴往右下象限延伸到与 500 毫巴等露点线(斜线)相交，从横坐标读出地面到 500 毫巴的可能降水量.

如地面气压为 995 毫巴，露点为 21℃，850 毫巴露点为 12℃，700 毫巴露点为 −2℃，500 毫巴露点为 −20℃，由图中虚箭线所走路径，最后求出可能降水量为 37.7 毫米.

2. 可能降水率

由(23·4)式可知，可能降水率为垂直运动、气压以及饱和比湿随高度的变化率的函数，如取 $\omega = 1$ 厘米/秒，因饱和比湿是温度的函数，因而可能降水率即为温度和气压的函数，如图 23·15 所示. 其中 R 为降水，S 为降雪.

为着示例，仍用上列数据，只以露点代替温度，在地面(取 1000 毫巴代替)到 850 毫巴气柱的降水率为 1/2(0.95 + 0.75)1500；850 毫巴到 700 毫巴为 1/2(0.75 + 0.49)1500；

700 毫巴到 500 毫巴为 1/2(0.49 + 0.19)2600；总降水率为三者之和，即 0.29 毫米/时，或者为 7 毫米/24 小时，这里的垂直运动为 1 厘米/秒，如为 4 厘米/秒，则 24 小时降水量为 28 毫米.

如果水汽在开始时已达饱和，可以直接用图 23·14 计算降水量，但是，如果按探空资料作预报时还未饱和，降水量在几小时以后才开始，就必须扣除一部分降水率. 为了扣除这部分降水率，有人引出“有效”垂直运动，即从实际求得的平均垂直运动中扣除一部分用于上升凝结的垂直运动，因此，如以 w 和 w 分别为“有效”垂直运动和实际垂直运动，则有如下关系式（推导从略）：

$$w' = w - w - \frac{t_0 - t_{d0}}{8.3 \times 10^{-3} \cdot \Delta t}. \quad (23\cdot5)$$

Δt 为预报时间间隔，如 Δt 取 12 小时，则有

$$w' = w - 0.28\,(t_0 - t_{d0}) \text{ 厘米/秒}. \quad (23\cdot6)$$

如 Δt 为 24 小时，则有

$$w' = w - 0.14\,(t_0 - t_{d0}) \text{ 厘米/秒}. \quad (23\cdot7)$$

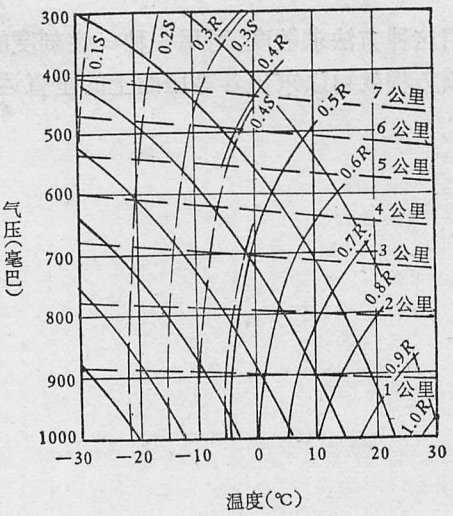


图 23·15　1 米厚的气层假绝热上升的降水率（垂直速度为 1 厘米/秒）

式中，t_0 和 t_{d0} 分别为地面温度和露点，这样处理后，如计算 12 小时的总降水量，则用 (23·6) 式的 w' 代替 w，并经过换算后，得到

$$P_{12} = \Sigma I\,[w - 0.28\,(t_0 - t_{d0})]\,\Delta z.$$

如对 24 小时而言，有

$$P_{24} = \Sigma I\,[w - 0.14\,(t_0 - t_{d0})]\,\Delta z.$$

式中 Δz 取 100 米，I 为由图 23·15 所求出的数值.

二、垂直运动的计算

垂直运动是很难决定的量，计算方法又多，这里介绍一种能用三个固定站测风记录求垂直运动的方法，即所谓三点法. 此法是从连续方程出发，把水平散度与垂直运动在垂直方向上的变化联系起来，因此，一旦知道各高度上水平散度后，就可求出垂直运动.

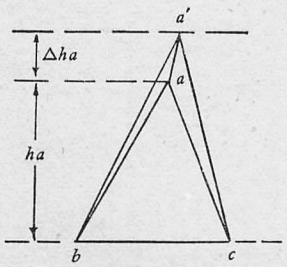


图 23·16　三点法求散度

水平散度在第一篇已讨论过，即为面积膨胀率，

$$\text{div}\,\boldsymbol{V} = \frac{1}{A}\frac{dA}{dt}.$$

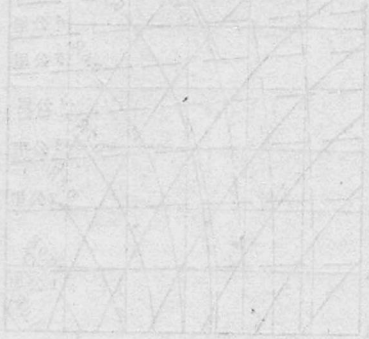
知道了三点的风向、风速，便可求出散度.

图 23·16 中 a, b, c 为三个测站的相对位置，可在天气图上取三角形 a，b，c 为面积 A，将各站测风按其风向、风速以箭头长短表示，绘在图上，如图 23·16 中 $\overrightarrow{aa'}$ 即为 a 点的风向风速，亦即表示 a 站空气质点在 Δt 时间后移到 a' 点，h_a 为三角形 abc 高的增量，则三角形 abc 在 a 站的面积膨胀率为 $\Delta h_a/h_a$. 同理，在 b 站和 c 站，由于空气的移动，面积膨胀率

分别为 $\Delta h_b/h_b$，$\Delta h_c/h_c$。则总面积的膨胀率即为水平散度，

$$\mathrm{div}\boldsymbol{V} = \frac{\Delta h_a}{h_a} + \frac{\Delta h_b}{h_b} + \frac{\Delta h_c}{h_c}.$$

用这种方法求散度，可用一种一定刻度的透明板来求，很为方便，求了各层散度后，再用连续方程就可以求出各等压面上的垂直运动了。



第五篇　中长期天气预报

中长期预报由于预报时间长，因此考虑的出发点和分析的方法与短期预报有较大不同．中长期预报的方法是多种多样的，但是基本上可以分为三类：

第一类是考虑前期气象要素的特点来做预报．即找前后各种不同要素之间的关系．分析方法主要是各种各样的相关法等．

第二类是考虑前期环流的特点，根据大气环流的长期变化规律，预报旬或月平均环流的发展，再根据预报的环流特征做天气预报．主要依据是环流的持续性、承继关系、环流异常的演变规律等．

第三类是考虑要素本身的变化规律．在长期预报中，特别着重分析气象要素变化的各种周期及其与太阳活动的关系．

为了叙述方便，把第一类方法主要结合旬预报来讲，第二类方法结合月预报讲，第三类方法结合年度预报来讲．但实际上有一些方法是可以互相通用的．

第二十四章　统计预报方法与旬预报

我国劳动人民几千年来与天斗、与地斗，在劳动中积累了丰富的看天经验．解放以后，广大气象台站工作人员，深入群众，在预报工作中总结创造了很多预报方法．这一章主要介绍适合于单站预报的一些统计方法．以旬预报为主，但实际上有些方法月预报也可以用．

第一节　平均值与距平

在进行单站预报时，主要应用本站资料．在日常工作中首先要对资料进行详细的分析，不但对预报指标，对要预报的对象也应进行全面分析，所以在叙述讲预报方法之前，先介绍一般的气候分析方法．

一、平均值与众数

我们在日常预报工作或气候分析工作中经常接触到平均值这个名词．平均值指某个要素的多年平均值．例如我们说北京 3 月下旬最低温度的平均值（$\overline{T}_m$）为 1.5℃，是指用 1951—1970 年共 20 年历年 3 月下旬最低温度记录，平均得到的数值．又如北京 3 月下旬降水量（$\overline{R}$）为 2.7 毫米是指 1951—1970 年共 20 年历年 3 月下旬，旬降水量记录，平均为 2.7 毫米．根据表 24·1 可知，甚至没有任何一年 3 月下旬的 T_m 是 1.5℃，也没有那一年 R 是 2.7 毫米．因此，就产生了一个问题：这个气候平均值究竟有多大意义．这里用一个统计学上的名词“众数”，众数就是出现次数最多的值．例如表 24·2 中的 T_m，按 1℃一个间隔，在 1.1—2.0℃ 的范围内只有 4 次，而 2.1—3.0℃ 范围内却有 7 次，众数约为

表 24·1　北京 3 月下旬最低温度平均值（T_m）与降水量（R）

年份	T_m	R	ΔT_m	$(\Delta T_m)^2$	年份	T_m	R	ΔT_m	$(\Delta T_m)^2$
1951	0.9	1.4	−0.6	0.36	1962	−1.1	0.0	−2.6	6.76
1952	1.2	9.0	−0.3	0.09	1963	2.5	7.3	1.0	1.00
1953	2.2	0.0	0.7	0.49	1964	1.2	0.6	−0.3	0.09
1954	2.4	0.3	0.9	0.81	1965	1.8	0.1	0.3	0.09
1955	−0.5	2.4	−2.0	4.00	1966	0.6	0.0	−0.9	0.81
1956	2.5	1.7	1.0	1.00	1967	2.4	8.7	0.9	0.81
1957	−1.1	1.0	−2.6	6.76	1968	2.5	5.2	1.0	1.00
1958	0.0	0.6	−1.5	2.25	1969	1.2	0.1	−0.3	0.09
1959	6.2	1.1	4.7	22.09	1970	−0.8	0.0	−2.3	5.29
1960	2.7	1.9	1.2	1.44	平均	1.5	2.7		58.12
1961	3.2	12.2	1.7	2.89	1971	1.9	0.0		

表 24·2　北京 3 月下旬 T_m 的频数

T_m	−1.9—−1.0	−0.9—0.0	0.1—1.0	1.1—2.0	2.1—3.0
次数	1	4	2	4	7
T_m	3.1—4.0	4.1—5.0	5.1—6.0	6.1—7.0	>7.0
次数	1	0	0	1	0

2.5℃，即 T_m 在 2.5℃ 附近出现的次数最多．换句话说，平均值并不一定是出现最多的．这种情况在降水量上表现更突出．表 24·1 中 R 平均为 2.7 毫米，但 20 年之中有 10 年在 0—1.0 毫米之间．所以分析一个要素，一方面要知道其平均情况，不然就没有一个总的概念．但是另一方面还需要知道这个平均值到底有多大代表性．

二、距平与均方差

怎样来确定一组要素平均值的代表性呢？例如 20 年的旬平均最低温度的平均值到底有多大的代表性呢？可以看一看逐年的 T_m 与多年平均 $\overline{T}_m$ 差多少，自然差别愈大，平均值的代表性就愈小．这种差叫做距平，用 ΔT_m 表示，

$$\Delta T_m = T_m - \overline{T}_m$$

例如 1951 年 3 月下旬 T_m 为 0.9℃，而 $\overline{T}_m$ 为 1.5℃，则 1951 年为 −0.6℃．表 24·1 中第三行 ΔT_m 就是各年的距平，凡高于多年平均值为正距平，低于多年平均值为负距平．

但是距平只表示某一年与多年平均的差，为了表示 20 年间总的与多年平均的偏差，一般都采用均方差．所谓均方差是

$$\sigma_{T_m} = \sqrt{\frac{\sum (\Delta T_m)^2}{20}},$$

按上式求出 T_m 的均方差 σ_{T_m} 为 1.71．对于任何一组要素 x_i，其均方差为

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N} (x_i - \bar{x})^2}{N}},$$

x_i 为个别观测值，$\bar{x}$ 为 N 年观测的平均值，N 为观测年数．注意一般 N 应该不小于 10，

如果观测次数过少，例如只有 4—5 次，则均方差应该改用下式

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(x_i - \bar{x})^2}{N-1}}.$$

三、概率与分级

如上所述，均方差可以表示一组气象要素对其平均值偏离的情况．而距平则用来表示某一次观测与多年平均的差．在中长期预报工作中广泛应用距平来描述环流与要素的特点，例如 500 毫巴旬平均距平图，500 毫巴月平均距平图，月气温距平图等．

但是只用距平有时甚不方便，例如 3 月下旬北京降水量最多的一年也不过 12.2 毫米，各年距平都不过几毫米，而同时南方的站，旬降水量距平可达几十毫米，两者无法比较．因为例如同样距平 10 毫米，对 3 月下旬北京来讲已达到破记录的高值了，而南方的站则还可以看做接近平均值．因此在中长期预报中，为了能一目了然地表示出各年气象特点，常采用概率分级的方法．

概率在数学上，是说某一指定事件出现的比率．如表 24·1，20 年之中 3 月下旬无降水的年份有 4 年，则 3 月下旬无降水的概率为 4/20 = 1/5 = 20%，又如降水量 ≥ 1.1 毫米的概率为 10/20 = 50%等等．由于一般把很冷与很热均看成出现比较少的现象，所以把气温分为五级即暖、偏暖、正常、偏冷、冷这五级，各级出现概率规定为 12.5%，25%，25%，25%，12.5%，如果共有 20 年则五级各应出现 2.5 次，5 次，5 次，5 次，2.5 次．因为每年不是属于这一级就是属于那一级，所以暖(1 级)、冷(5 级)二级一般共合为 5 次，或者 1 级 2 次，5 级 3 次，或者 1 级 3 次，5 级 2 次．但是实际情况往往比这还要复杂一些．以北京 3月下旬 T_m 来说，如果按上述概率要求分为 5 级，则 1 级与 5 级都只包括二次（如图 24·1）．因为分级一方面要考虑到出现概率，另一方面也要考虑到要素的分布．最好不要把相邻很近的两个点分到两个级别．把这两方面结合起来初步划分如图 24·1．降水量的分级就更复杂了，特别象所举的例子，北京 3 月下旬不降水就有 4 次，因此 5 级就必然有 4 次了．为了使中间几级不至过少，划为 1 级的只有 1 次．中央气象台曾对全国几十个台站的月平均气温与降水量进行分级，绘成全国历年逐月气温、降水量等级图，成为长

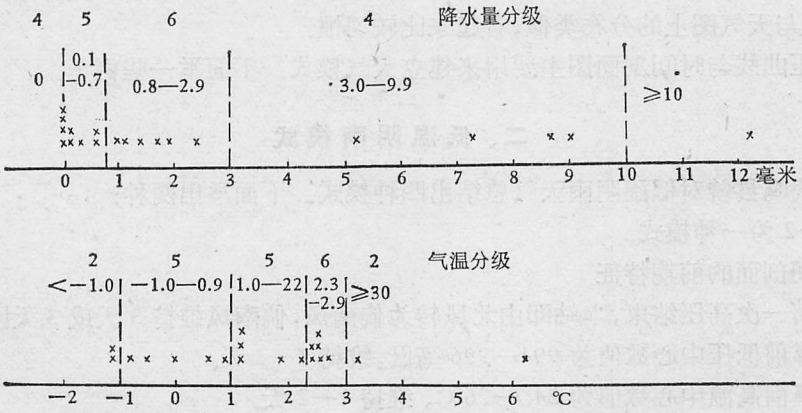


图 24·1　3 月下旬最低温度与降水量分级图

期预报的重要资料，应用十分方便.目前对高度场，一般都用距平，因为高度场变化比较近于正态分布. 但是要素场如温度、降水量，大多用分级来表示其特征，使之接近正态分布.

应用分级方法有以下几点方便之处，第一，可以同本站不同月份进行比较，例如北京冬季月份的降水量不过几毫米，而夏季月份则达 100—200 毫米，从绝对值就不好比较，用等级则 1 级均表示降水量较多. 第二，可以比较不同站，这在上面已经说过. 第三，可以直接说明该年的特征，例如只说降水量距平为 +10 毫米，我们并不能肯定这表示大还是表示小，那要视不同台站与季节而定，但是如果说 1 级就知道是多雨了. 第四，使要素的分布接近正态分布.

第二节　温湿压曲线与时间剖面图

一、绘 制 方 法

天气预报，特别是中期预报，不仅要求我们能报出下一旬的概况，即总的偏冷，偏暖，降水量多少，而且重要的是要报出过程. 有时候如果不能正确的报出天气过程，即使总量及平均情况报的较好，也会影响预报的使用. 例如我国南方早稻育秧就经常需要有准确的天气过程预报. 为了能预报天气过程，首先就要分析天气过程. 我国广大台站，特别是县站一般都用温湿压曲线与时间剖面图.

温湿压曲线一般用做中短期预报都是点 14 时的温度、绝对湿度与气压. 有的台站还做“九线图”，所谓“九线图”，就是在每个月的温湿压曲线(一般一个月用一张座标纸)上用横线划出该月平均气压的多年平均值，极端最高值与极端最低值，相应的湿度与温度也各有三条线，用不同颜色标出. 这样可以对了解目前的温湿压情况有一个背景. 有时为了做旬预报等希望气压能代表性更大些，也点绘日平均气压. 有时为了预报的方便不用 14 点气温而用最高温度或最低温度，或者在点 14 时气温的同时加点最高温度或最低温度.

但是只点 14 时的温湿压对详细了解天气变化还是不够的，所以经常还绘制时间剖面图. 时间剖面图是把逐日定时观测的最主要项目，用地面图填图的格式顺序点绘. 与温湿压曲线图一样，剖面图也是从右向左点的. 这是因为每日天气图上的系统大多是自西向东移动. 例如天气图上冷锋前为偏南风，冷锋后为偏北风. 冷锋自西向东或自西北向东南移动，锋面经过时先吹南风后吹北风，所以剖面图上把冷锋前的南风点在右边、北风在点左边，与天气图上的分布类似，看起来比较习惯.

温湿压曲线与时间剖面图主要用来建立天气模式. 下面举一些例子.

二、低温阴雨模式

广西武鸣县曾对低温阴雨天气总结出四种模式. 下面举出两种：

图 24·2 为一种模式.

1. 时间剖面的前期特征

(1) 前一次高压结束，本站即由北风转为偏南风，偏南风维持 3 天或 3 天以上.

(2) 锋前低压中心数值为 994—996 毫巴，维持 1—2 天.

(3) 锋前高温中心数值为 24°—26℃，维持 1—2 天.

(4) 高温低压同时出现闭合中心.

(5) 前一次高压结束到锋前的低压部分无降水天气.

(6) 冷空气进入我国边界,时间剖面图上,前一高压结束,同日出现 998—1000 毫巴等压线.

2. 预报指标

(1) 冷空气影响的预报

(i) 冷空气进入中蒙边境前,14 时气压开始下降,温、湿开始上升. 冷空气进入中蒙边界后,本站气压降至最低值(996—998 毫巴),温湿升到最高值(分别为 22°—26℃,20—21 毫巴),其后 1—2 天锋面到达本站.

(ii) 过程中,蒙古高压中心为 1047—1060 毫巴,从东路南下.

(iii) 低温阴雨天气持续 4—5 天.

(2) 低温阴雨结束的预报

(i) 气压开始下降的第 2—3 天.

(ii) $e-T$ 变量下降接近零线的第 2—3 天.

(iii) 时间剖面图上锋后高压中心出现后的第 2—3 天.

图 24·3 是广西低温阴雨的另一种模式,称为冷空气补充型.

1. 时间剖面的前期特征

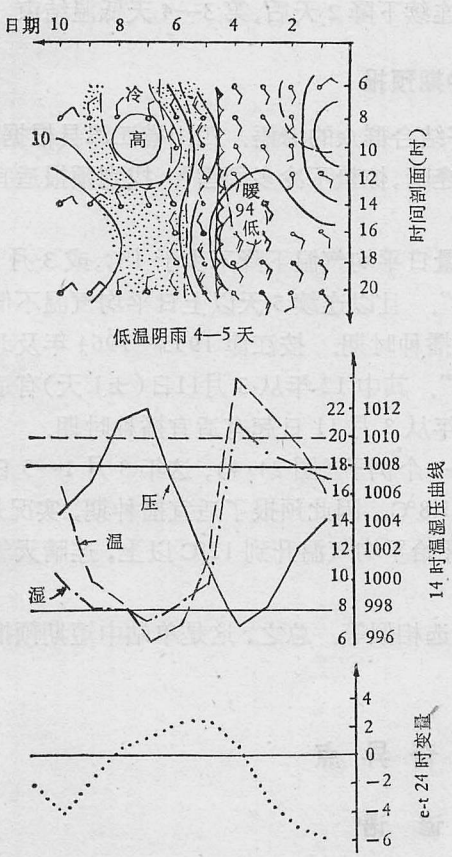


图 24·2 低温阴雨过程模式之一

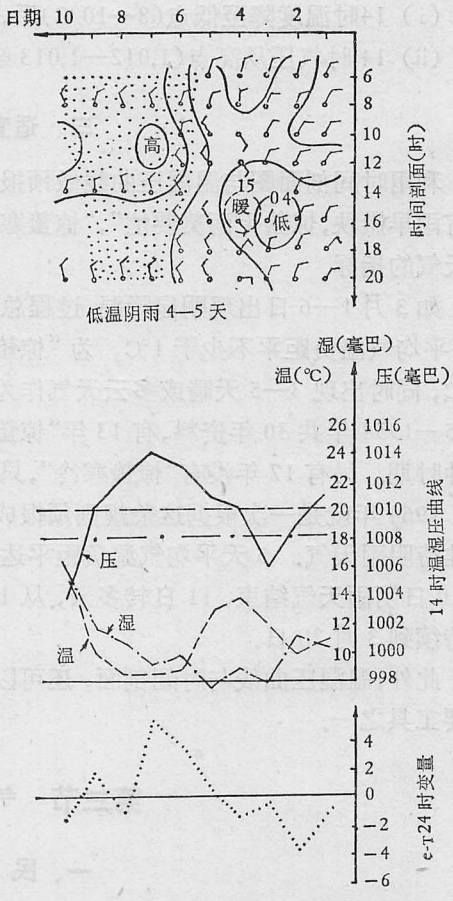


图 24·3 低温阴雨过程模式之二

(1) 过程前气温较低，最高气温在19℃以下.

(2) 锋前主要是偏北风，但可能有短时偏南风或偏东风.

(3) 低压中心数值1002—1006毫巴，高温中心数值14°—18℃，有时高温中心可落后于低压中心一天.

(4) 低压时期中有时有间断降水.

(5) 原影响本站天气的静止锋仍维持在南海.

2. 预报指标

(1) 冷空气影响的预报

(i) 前次冷空气影响后，蒙古人民共和国又出现1057—1062毫巴的冷高压，如果时间剖面图上出现低压，则2—3天内有冷空气补充南下，低温阴雨天气持续.

(ii) 时间剖面图上与低压中心配合出现14°—18℃高温中心，1—2天后有冷空气补充.

(iii) 低压中心数值1002—1006毫巴，1008毫巴线结束后1—2天冷空气补充到达本站.

(iv) 低温阴雨天气维持3—5天.

(2) 低温阴雨结束的预报

(i) 14时温度降至低点(8—10℃)后，温度连续回升3天，低温即告结束.

(ii) 14时气压从高点(1,012—1,013毫巴)连续下降2天后，第3—4天低温结束.

三、适宜播种期预报

利用时间剖面图与温湿压曲线做预报，最好结合群众的谚语. 四川省江津县根据"惊蛰有雨早撒秧，惊蛰无雨莫要忙"，"惊蛰寒冷多逢晴，惊蛰不冷多雨雪". 找到预报适宜播种天气的指标.

如3月1—6日出现明显降温，过程总降温量日平均气温下降不少于4℃，或3月1—5日平均气温负距平不少于1℃，为"惊蛰寒冷". 且以连续5天以上日平均气温不低于12℃，同时出现3—5天晴或多云天气作为适宜播种时期. 按江津1955—1964年及北碚1935—1954年共30年资料，有13年"惊蛰寒冷". 其中12年从3月11日(±1天)有适宜播种时期. 另有17年没有"惊蛰寒冷"，只有6年从3月11日起有适宜播种时期.

1964年就是一次根据这条规则预报成功的一个例子(图24·4)，这年3月1—5日一直维持阴雨天气. 5天平均气温负距平达到 −1.8℃. 因此预报了适宜播种期，实况是3月10日阴雨天气结束，11日转多云，从12日开始平均气温升到12℃以上，连晴天气一直持续到3月20日.

此外，温湿压曲线与时间剖面，还可以用来选相似等. 总之，这是单站中短期预报的主要工具之一.

第三节 气候奇异点

一、民间谚语

在我国广泛流行着很多有关天气变化的谚语，这些谚语是几千年来劳动人民与自然

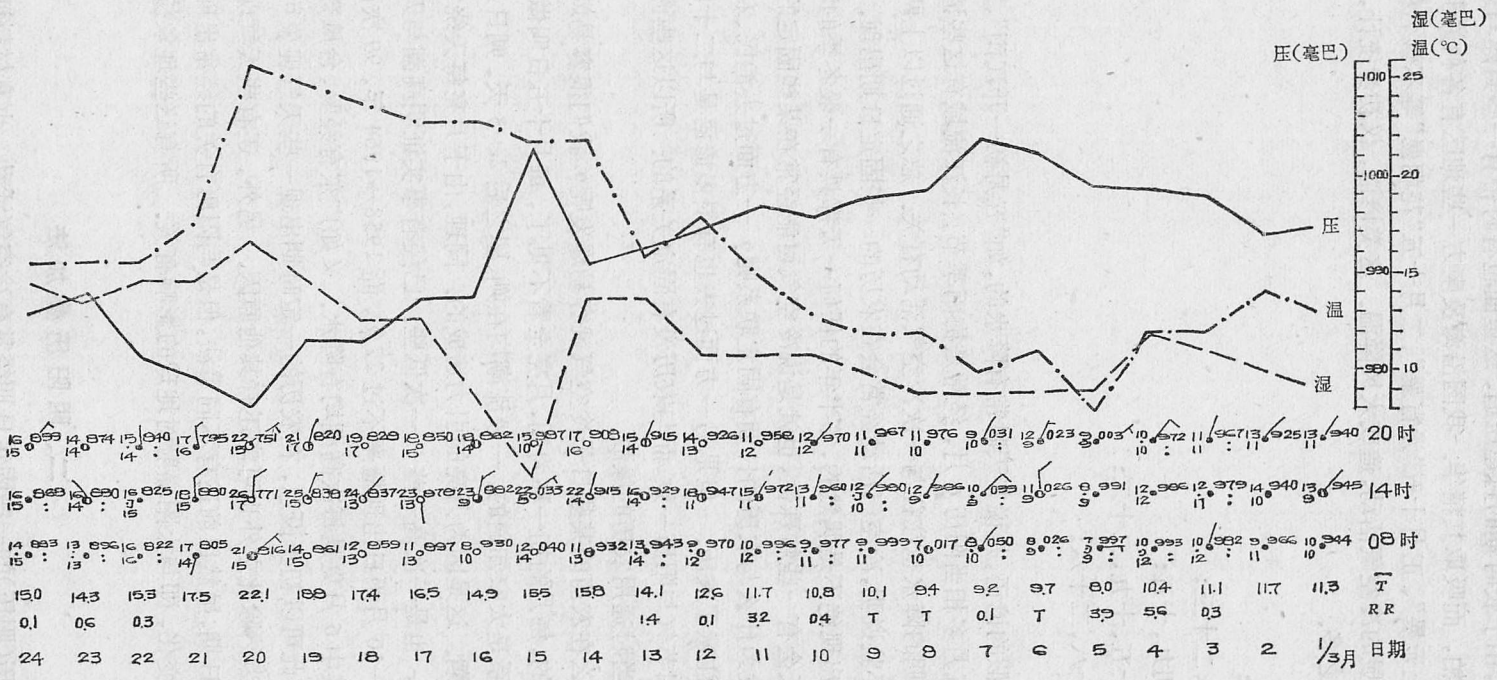


图 24·4　1965 年四川江津县温湿压曲线与时间剖面

斗争的经验结晶，由于长时期的封建压迫，这里面也有时带有一些封建与迷信色彩，但是我们不难去其糟粕，而吸取其精华．我国沿海及南方一些地区有各种关于“暴”的谚语，例如正月初九“上元暴”、正月十五“元宵暴”、二月十五“花朝暴”等不管名称如何，所谓暴一般均指一次明显的冷空气活动，造成大风降温．这类谚语，仅初步统计，自农历十月到四月就有十几次之多．

十月初一；

十一月十九；

十二月十七，二十三；

正月初五，初九，十五；

二月初二，十五，十九，二十二；

三月初三，十八，二十八；

四月初八．

又有一些类似的谚语，是说某天时常有降水的，如“五月初一开江雨”，“五月初五划船雨”等等．农历五月多相当阳历6月，经常是梅雨季节，长江流域有这些谚语是容易理解的．同时这些时期的降水也往往与一次冷空气活动有关．总之通过以上两类谚语我们可以看出，过去的经验说明，冷空气活动经常会在农历的一些固定日期出现．

这种情况的出现绝不是偶然的，冬半年的任何一天都具有一般冬季的特征，但是也不可否认，某一些天会有一些特殊性，也就是说冷空气可能经常在某些固定的日子来袭．不过，冷空气的爆发为什么与农历的日期有固定联系呢？一方面过去渔民、农民用的多是农历，所以可能多注意了农历．但是另一方面过去也有很多谚语是与二十四节气联系的．我们知道，二十四节气与阳历一致，而与农历没有固定关系的．所以这些谚语用了农历可能并不只是因为当时通用农历的缘故．

然而，为什么在农历的某些日子冷空气就容易爆发呢？我们很容易就想到农历是与月相有密切关系的，每月的初一称为朔，月亮全看不见了，每月十五日叫做望，月亮正圆．海潮与朔望的关系是大家知道的，一般涨潮均在朔、望之后2—3天，朔日后的潮为大潮，望日后的潮为小潮．这是因为月亮的引力造成的．同理，由于月亮每天绕地球转一圈，每天还有二次高潮，也是一次高一些，一次低些．已经有事实证明高潮与天气有一定的联系．例如青岛3—10月雨日出现概率不过27%，而1958—1964年，99次高潮就有81次下雨，占82%，其中6月更是每次高潮均有降水．又如广东有经验，台风登陆时往往是高潮转低潮时．因此可以初步设想，在农历的一定时期出现一些天气现象可能与月亮的影响有一定关系．当然除此之外也可能还有其他原因．另外，还有些天气现象经常出现在一些固定的阳历日期，虽然目前还有不同看法，但是与阳历有关的经常出现在某些天的现象可能是与季节变化，即与太阳辐射对地球的影响有关．所有这些现象统称为气候奇异点．

二、阴阳历叠加法

上面说到农历(阴历)的一些固定日期经常有冷空气活动．也有材料证明阳历的某些固定日期也经常出现一些天气现象．所以有的台站在总结群众经验的基础上提出一种阴阳历叠加的预报方法．

例如要做1971年5月下旬北京的降水预报先把历年5月下旬的降水记录列出表来如表24·3，如果初步先不计降水量大小只统计雨日（T 不算在内），则5月21—31日各天在20年中的降水日数可以求出，列在表的最下面一行，这是第一步．从表中可以看出，在阳历的那一天较常下雨．

表24·3　北京历年5月下旬降水量（毫米，T 代表微量）

年份＼日期	5月21日	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
1951			1.2	25.5	5.0	T		T	109.2	4.5	0.1
1952		2.2	1.6		3.3	1.2	T	1.7	8.9	1.9	2.4
1953	3.5	T					18.4		0.5	6.6	0.1
1954	0.5	0.8	7.9			8.1	4.9	T	T		T
1955						1.5	76.1	T	T	T	0.6
1956	0.1	T	0.1	2.2					1.5		0.1
1957		T				T		T	T	1.2	
1958	0.9	T		T	T					1.2	0.1
1959				T					T	T	
1960						1.1	1.9				T
1961							0.7				
1962		T	4.5			3.2					
1963			1.5	0.9		T			T	T	1.8
1964	T			T			T				
1965		T	0.1					T			
1966	4.5	T		0.1	T	10.5	13.6			9.0	
1967	9.6	1.8		10.3	T				T		T
1968			1.3	T	4.0	T		T	T		T
1969			0.3	0.1	T	2.7	0.1	1.0		0.3	
1970	0.1		2.6	14.7	T					1.6	0.2
雨日	7	3	10	7	3	7	7	2	4	8	8

然后再查1971年5月21—31日的农历日期，知道是农历四月二十七日到五月八日．这样把过去20年历年的农历四月二十七到五月八日降水量按农历日期也列成表，即表24·4，同样把农历每天在20年中的降水次数加起来，列在表24·4的倒数第三行，从此可以看出在农历的那一天更经常有降水．这是第二步．

第三步是把阳历的降水日数与农历的降水日数加起来，如表24·4中的最后一行．由表可见，1971年5月23—24日，26—27日，30—31日降水的可能性最大．

总之，阴阳历叠加预报法，就是把农历与阳历的气候奇异点合起来．当然在这里只是举一个例子，不仅可以把雨日叠加寻找奇异点，还可以把温度、湿度、气压等叠加，看看是否有奇异点存在，对不同台站，应用那些要素较好还要经过实验才能决定．

三、鉴定奇异点的方法

虽然通过比较可以知道某些天降水的概率大一些，可能是奇异点，但是还不知道如何做出肯定的结论．因为我们还不知道到底20年之中有多少次降水才算比较多．

要回答这个问题，首先可以与气候平均比较．按阳历计算20年内5月下旬共降水66次，下旬11天，20年共220天，下旬降水概率为66/220或6/20．同理，按农历四月二

表 24-4　农历四月二十七日到五月初八北京的历年降水量(毫米，T 代表微量)

年份 \ 农历 / 1971 年阳历	四月二十七日的阳历日期	二十七	二十八	二十九	五月初一	初二	初三	初四	初五	初六	初七	初八
		(5月21日)	(22日)	(23日)	(24日)	(25日)	(26日)	(27日)	(28日)	(29日)	(30日)	(31日)
1951	6月1日		0.6			T						
1952	5月20日			1.9		3.3	1.2	T	1.7	8.9	1.9	2.4
1953	6月8日		T	1.0	0.2	0.1	T		T	T	T	0.1
1954	5月29日	T		T	0.4			6.6	53.2			76.6
1955	6月17日	0.7		0.1				T	T	T		
1956	6月5日			3.4		T	T	1.2			29.1	45.5
1957	5月26日	T		T	T	1.2					5.4	18.2
1958	6月14日	0.7					0.5		T			
1959	6月3日		T	T	T		T	0.8	0.6	6.9	7.5	
1960	5月22日					1.1	1.9				T	0.5
1961	6月10日			T	T		1.5		0.6	3.6	0.9	
1962	5月30日					T	T		1.2	T	0.1	
1963	5月20日	T			0.3						0.1	T
1964	6月7日	T		0.7	4.9	1.8	0.7	0.2				
1965	5月27日		T						T		T	T
1966	6月15日		T	5.6	T	0.5		28.1	0.1	1.0	0.7	
1967	6月4日	0.8		1.9	13.3	T		T				0.1
1968	5月23日	1.3	T	2.0		T	T		T			
1969	6月11日	T			6.0	10.1	5.7	0.1	0.2	0.5		T
1970	5月31日	0.2		0.2				7.4	0.7		3.2	
农历雨日		5	1	9	6	7	6	7	8	5	9	7
阳历雨日		7	3	10	7	3	7	7	2	4	8	8
合计		12	4	19	13	10	13	14	10	9	17	15

十七日到五月初八，降水概率为 64/20. 所以粗略讲，凡 20 年降水日数在农历或阳历的某一天出现 6 次以上，降水的概率就比较大了. 但是只有我们能够证明这一天降水的可能性比气候平均大得较多，并且从统计学看来，造成这种差别的偶然性很小，才有把握说这一天是一个气候奇异点，并据以预报这一天可能有雨.

这里可以采用 χ^2 检验，按统计学公式 χ^2 为一统计量

$$\chi^2 = \Sigma \frac{d^2}{E},$$

d 为每一组期望频数与子样频数之差，E 为期望频数，Σ 为各组之和. 在气象上一般期望值即气候平均，子样即根据一定条件选出来的值. 用上式算出 χ^2 值之后按组数即可以从现成的表中查出信度.

χ^2 检验是许多种信度检验方法中的一种，一般用来检验子样分成若干组时，各组的分布与期望分布有什么差别，或者说差别是否显著. 在我们的例子中期望值就是气候平均. 例如就阳历来说，如果没有奇异点，应该 5 月 21—31 日中无论那一天在 20 年之中都有 6 次降水，因此降水的期望频数为 6，同理不降水的期望频数就是 14. 这时选定 5 月 21—31 日中的任何一天，算出这一天降水多少次，不降水多少次，就是子样频数. 把 5 月 21—31 日每一天的子样频数与期望频数比较就可以知道每一天与气候平均差多少，从而

确定对阳历来说这一天是否是奇异点．例如，检查5月23日，把20年中的共20个5月23日做为子样，也分成有雨与无雨2组，按表24·3，有雨为10天，无雨也是10天，得到表24·5，计算出 $\chi^2 = 3.80$．根据统计学公式从 χ^2 可以算出信度（表24·6）．表24·6中给出各种不同自由度时 χ^2 所对应的信度．对于所举的例子，自由度为1．因为只有降水与不降水两组，即不在这组就在那组，所以自由度为1．按表24·6，自由度为1时 χ^2 为3.80，接近5%的信度．

表24·5　信度检验（一）

频数	有雨	无雨
期望	6	14
子样	10	10
差(d)	4	−4

什么是信度，简而言之，就是由于偶然性造成某种情况的概率，对我们的例子，即如果降水与阳历日期毫无关系的话，只是由于偶然性，也有5%的可能造成20年中至少有10年在这一天降水．那么，信度多大才算可靠呢？这要看要求如何而定，如果要求比较严格，要用1%的信度，如果对一般预报，用5%就可以了．就是说对一般预报如果信度值 $\leqslant 5\%$，那末这条预报规则就算成立．对上边举的例子，信度—5%，可以认为5月23日这天有一半时间会下雨的偶然性是很小的，因此可以在预报时考虑．

表24·6　χ^2 检验表

自由度＼信度	0.10	0.05	0.02	0.01	0.001	自由度＼信度	0.10	0.05	0.02	0.01	0.001
1	2.71	3.84	5.41	6.63	10.83	11	17.27	19.67	22.62	24.73	31.26
2	4.61	5.99	7.82	9.21	13.81	12	18.55	21.03	24.05	26.22	32.91
3	6.25	7.81	9.84	11.35	16.27	13	19.81	22.36	25.47	27.69	34.53
4	7.78	9.49	11.67	13.28	18.47	14	21.06	23.69	26.87	29.14	36.12
5	9.24	11.07	13.39	15.09	20.52	15	22.31	25.00	28.26	30.58	37.70
6	10.65	12.59	15.03	16.81	22.46	16	23.54	26.30	29.63	32.00	39.25
7	12.02	14.07	16.62	18.47	24.32	17	24.77	27.59	30.99	33.41	40.79
8	13.36	15.51	18.17	20.09	26.13	18	25.99	28.87	32.35	34.81	42.31
9	14.68	16.92	19.68	21.67	27.88	19	27.20	30.14	33.69	36.19	43.82
10	15.99	18.31	21.16	23.21	29.59	20	28.41	31.41	35.02	37.57	45.31

同样，对阴阳历叠加四月二十九日（5月23日），降水概率为19/40，而期望降水概率为12/40，因为农历四月二十九日与本旬中任何一天一样，降水概率为阳历5月下旬及农历相应时期降水概率的平均 $\frac{1}{2}\left(\frac{6}{20}+\frac{6.4}{20}\right)=\frac{12}{40}$．从表24·7不难算出 $\chi^2 = 5.83$，自由度仍为1．按表24·6，信度值在0.02以下，就是说阴阳历叠加后比单纯的5月23日阳历的奇异点要可靠的多．这说明如果这一天阳历为奇异点，而农历也是奇异点，或者有一种为奇异点，另一种也比较集中，就可靠性更大了．这就是阴阳历叠加法的优越之处．

表24·7　信度检验（二）

频数	有雨	无雨
期望	12	28
子样	19	21
差(d)	7	−7

四、阴历与阳历的排法

因为过去国外也有不少人研究气候奇异点，但是大部分多只注意到阳历的奇异点，或者只考虑与月相的关系，这样不但只有气候性质因而只能说每年的情况都相同，考虑也不全面．由于每年农历对应的阳历日期均不同，按阴阳历叠加预报方法，则每年都可以排出不同的结果．

不过具体排表还有一些问题，因为阳历每年的日数是固定的，只有2月每4年有一次是多一天．如果恰好要做2月预报，而这一年是平年，那末，把历史上的闰年的2月29日分别算入2月28日及3月1日就可以了．例如排28日降水量，把闰年的28日降水量加上29日降水量的一半再乘以2/3，即 $\frac{2}{3}\left(\frac{1}{2}R_{29}+R_{28}\right)$．同样，排3月1日的降水量，对闰年取 $\frac{2}{3}\left(\frac{1}{2}R_{29}+R_{1}\right)$，如果要做闰年2月的预报，29日这一天，凡历史上的闰年照算就可以，而平年缺29日的则用前后两天内插平均，即取 $1/2\,(R_{28}+R_{1})$．

排农历时就复杂一些了，既有大进，小进、又有闰年、平年，而且每年的闰月不同．凡大进、小进，即有的月30天，有的月29天，可以参照阳历闰年的方法解决．如预报月为闰月，可以取平年的本月及次月之平均，例如预报闰五月，历史上的非闰五月年用五月与六月的平均．如预报月为平月，则历史上的闰月可舍弃不用．这种做法还可以在实际工作中不断改进．总之，排农历则希望初一，十五，能够对准，这是最主要的．

第四节　韵　　律

韵律从广义上讲可以看做相距一定时间两种天气现象或天气过程之间的联系．我国各地广泛流传的天气谚语中有不少属于韵律性质的．初步综合有3个月，4个月，5个月及6个月四类．

一、5个月韵律

这是指某种天气现象出现5个月之后出现降水，或者其它天气．我国北方很多地区都有“不得春风，难得秋雨”的说法．山东省章丘县根据“春有几次大风，秋有几次大雨”的谚语统计；从1957—1960年2—4月36次大风（瞬时风速超过每秒17米），150天以后有雨的20次（55.4%），151天以后有雨的9次（25.2%），且大风持续时间愈长则雨量愈大．如果日平均风速＞8米/秒，即使无大风，其后150天左右也会有一次较大降水．黑龙江省拜泉县，用升压降温代替单独用大风做指标．经过分析，1959—1963年冬半年冷空气活动204次，有196次在其后150天左右有降水过程．

江苏省无锡县有“三九少冬风，黄霉无大雨”、“九里一场风，伏里一场雨”及“九九南风伏里旱”等谚语，“三九”（1月中旬）与黄霉（6月上、中旬）大约间隔5个月左右．普查1月份冷空气活动与6月份降水的联系，发现6年中冷空气26次，其中23次在以后150天左右有降水过程，占88%，降水过程平均3天，降水量小的多为1—3天，降水量超过100毫米的为4—5天．1959—1964年这6年中共有降水过程25次，其中23次与冷空气活动对应，只有两次降水量＜1毫米的降水过程没有明显的冷空气活动对应．冷空气与降水过程的时间间隔平均为150天，在150天±2天之内的占85%．且升压愈大，冷空气愈强，降水量愈大．

从以上情况来看，冬春季的冷空气活动之后5个月左右有一次降水过程，至少在我国长江流域及以北地区可能性较大．但是这并不是说我国南方就没有5个月韵律，“八月十五云遮月，正月十五雪打灯”，是在南方很多省也广泛流行的一条谚语．

同时，5个月韵律有时也表现为降水之间的联系. 例如，河北深县1957—1963年4月与9月降水量的反相关十分明显（表24·8），4月多时9月少，9月多时4月少.

表24·8 河北深县4—9月降水量间的关系

年　份	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963
4月(毫米)	50.6	19.2	6.9	0.2	8.1	17.5	33.3
9月(毫米)	0.7	16.3	54.3	122.9	46.0	45.4	14.1

这也不难理解，冬春季一定的冷空气活动对我国南方一些地区带来较多降水，但北方一些地区则降水可能较少. 因此4月降水少可能反映冷空气活动强. 同时夏季与秋季的降水，特别在我国北方往往也是与一次冷空气活动有关，所以降水量表现出5个月韵律，实际上可能主要是反映了冷空气活动的韵律.

二、3个月韵律

3个月的韵律主要表现为季节之间的联系. 这方面的谚语很多，举例如下：

春雨少、夏水潦.
春雨贵如油，夏雨遍地流.
春旱夏涝. 春风大、夏雨多.
春季无大风，夏季雨水穷.
行得春风夏雨多.
行了春风、必有夏雨.
夏寒秋长.
大暑西南风，台风多.
大暑不雨秋边旱.
清明无雨旱黄梅.
发尽桃花水，必是旱黄梅.
秋有旱，冬有冰.
秋水纷纷，冬雪满天.
冬暖春雨多，冬冷春雨少.
寒水枯，春水多.
干冬湿春.
燥冬烂春、烂冬旱春.
打冬雷，落春雨.
今冬雾多，明春雪多.

这些谚语大多是长江中下游一带地区的，但是有一些在北方一些省也有流传. 不过其中夏季到秋季的谚语比较少. 无论那些地区我们收集的还不完全，但是也可以初步列成一个季节间天气关系的表（如表24·9），当然应用这个表做预报时，还需要对每个地区进行验证.

三、4个月韵律

有关4个月韵律的谚语也不少，主要有两条："初雷120天"，"雪水120天回头". 特

表 24·9　各季之间天气的关系(3个月韵律)

规　则	春	夏	秋	冬	春
1	少　雨	多　雨			
2	多　雨	少　雨			
3	风　大	多　雨			
4	风　小	少　雨			
5		冷	暖		
6		少　雨	少　雨		
7		多　雨	多　雨		
8			少　雨	冷	
9			多　雨	多　雨	
10				暖	多　雨
11				冷	少　雨
12				少　雨	多　雨
13				多　雨	少　雨
14				雾　多	多　雨

别对江南，冬春一次降雪对应120天左右有一次降水是很多台站经常应用的一个指标.例如浙江龙泉站，对1956—1964年11月—2月25次降雪进行普查. 表24·10给出其后120天左右降水情况. 25次降雪以后120天±2天内均有一次降水过程，并且有84%为中雨以上.

表 24·10　浙江龙泉"雪水120天回头"验证

雨　量	120天±2天			120天±1天			120天		
	次数	%	累积(%)	次数	%	累积(%)	次数	%	累积(%)
暴　雨	7	28	28	6	24	24	3	12	12
大　雨	6	24	52	3	12	36	0	0	12
中　雨	8	32	84	9	36	72	6	24	36
小　雨	4	16	100	3	12	84	8	32	68
无　雨	0			4	16		8	32	

与上面谈到的5个月韵律类似，冬春的降雪往往是与冷空气活动有联系的. 因此，可以推想，冷空气活动与4个月后的降水可能也有关系. 仍用龙泉站的记录，1954—1965年11—2月，日平均气温连降3℃以上，日平均气压有明显上升的共有200次，以日平均气温最低值为指标日，仍象上面的统计一样，得到表24·11. 可见冷空气活动后120天±2天内绝大多数情况均有一次降水过程，中雨以上占70%.

表 24·11　浙江龙泉冷空气活动120天韵律验证

雨　量	120天±2天			120天±1天		
	次　数	%	累积(%)	次　数	%	累积(%)
暴　雨	32	16	16	26	13	13
大　雨	43	22	38	33	17	30
中　雨	64	32	70	49	24	54
小　雨	54	27	97	61	31	85
无　雨	7	3	100	31	15	100

四、6 个月韵律

在韵律活动之中六个月韵律也是很重要的. 比较典型的是冬与夏的关系. 例如:

腊月下雪少,来年雨水多.

冬前霜多来年旱,冬后霜多晚禾宜.

冬暖夏干,冬冷夏湿.

冬季树挂(雾凇)多,夏季雨多,冬季树挂少,夏季雨少.

干冬湿年.

冬管五,腊管六.

中央气象局研究所曾对一些谚语进行了验证,列于表 24·12—24·14 中.

通过这三个例子可以看出,冬季天气与来年降水关系还是很密切的,不过季节之间的关系似乎比单个月要好一些. 例如六十年代前的四十年中,以 11—3 月之中有 3 个月或 3 个月以上大范围(全国主要测站三分之二)正距平或负距平为持续暖冬或持续冷冬,

持续暖冬: 1925—1926, 1927—1928, 1934—1935, 1945—1946, 1958—1959;

持续冷冬: 1935—1936, 1944—1945, 1950—1951, 1956—1957,

用 4—9 月降水量代替夏雨,则冬暖夏干,冬冷夏湿的"结合系数"(两者距平符号相反的百分比)为 0.73.

表 24·12 冬前霜与夏雨关系的验证

谚 语	冬前霜多来年旱																					
台 站	呼和浩特		齐齐哈尔		哈尔滨		沈阳		北京		济南		西安		兰州		太原		武汉		杭州	
正距平	$\frac{3}{3}$	100	$\frac{3}{4}$	75	$\frac{7}{7}$	100	$\frac{15}{20}$	75	$\frac{9}{10}$	90	$\frac{7}{7}$	100	$\frac{8}{8}$	100	$\frac{7}{9}$	78	$\frac{8}{9}$	89	$\frac{6}{8}$	75	$\frac{9}{10}$	90
负距平	$\frac{3}{6}$	50	$\frac{2}{5}$	40	$\frac{4}{5}$	80	$\frac{13}{21}$	62	$\frac{4}{8}$	50	$\frac{11}{16}$	69	$\frac{10}{13}$	78	$\frac{7}{9}$	78	$\frac{1}{5}$	20	$\frac{5}{13}$	38	$\frac{7}{12}$	58
总 和	$\frac{6}{9}$	75	$\frac{5}{9}$	56	$\frac{11}{12}$	90	$\frac{28}{41}$	68	$\frac{13}{18}$	75	$\frac{18}{23}$	84	$\frac{18}{21}$	89	$\frac{14}{18}$	78	$\frac{9}{14}$	55	$\frac{11}{21}$	57	$\frac{16}{22}$	74

注: 1) 来年降水用 5—9 月降水总量,距平 $>15\%$ 为多雨, $<-15\%$ 为少雨.

2) 冬前霜用阴历十,十一,十二月霜日数,日数距平 >0 为霜多, <0 为霜少.

3) 表中左面分子为符合谚语次数,分母为正或负距平次数,右面为百分率.

表 24·13 冬雪与夏雨关系的验证

谚 语	腊月下雪少,来年雨水多;下雪多,雨水少																					
台 站	北京		太原		济南		兰州		杭州		汉口		重庆		南昌		福州		广州		贵阳	
正距平	$\frac{2}{2}$	100	$\frac{4}{4}$	100	$\frac{4}{6}$	67	$\frac{5}{5}$	100	$\frac{5}{7}$	71	$\frac{3}{4}$	75	$\frac{8}{11}$	73	$\frac{3}{6}$	50	$\frac{5}{8}$	63	$\frac{5}{6}$	83	$\frac{4}{5}$	80
负距平	$\frac{5}{10}$	50	$\frac{3}{7}$	43	$\frac{9}{13}$	69	$\frac{3}{4}$	75	$\frac{4}{7}$	57	$\frac{10}{18}$	56	$\frac{7}{11}$	64	$\frac{3}{10}$	30	$\frac{2}{4}$	50	$\frac{8}{12}$	67	$\frac{8}{11}$	73
总 和	$\frac{7}{12}$	58	$\frac{7}{11}$	64	$\frac{13}{19}$	68	$\frac{8}{9}$	89	$\frac{9}{14}$	64	$\frac{13}{22}$	60	$\frac{15}{22}$	68	$\frac{6}{16}$	38	$\frac{7}{12}$	58	$\frac{13}{18}$	72	$\frac{12}{16}$	75

注: 1) 来年降水用 5—9 月降水总量,距平 $>15\%$ 为多雨, $<-15\%$ 为少雨.

2) 腊月用 1 月代替.

表 24·14　冬雨与夏雨关系的验证

谚　语	冬管五，腊管六																					
台　站	呼和浩特		哈尔滨		西安		兰州		成都		云贵地区		黄河流域地区		东北南部		河北南部		长江中、下游		广东福建	
冬管五	14/26	53	22/33	67	12/27	44	13/26	50	11/19	58	18/38	47	16/39	41	16/39	41	24/39	62	23/38	61	27/38	71
腊管六	19/26	73	21/33	63	13/28	46	12/27	50	15/20	75	28/39	72	28/39	42	28/36	68	20/39	51	23/39	59	18/39	46

注：1）降水量距平 $>15\%$ 为多雨，$<-15\%$ 为少雨.
2）冬指 12 月，腊指 1 月，五指 6 月，六指 7 月.

为什么冬冷夏湿、冬暖夏干呢？虽然目前还没有能从理论上证明，而只是经验的关系，但是也有一些关于冬温与夏雨内在联系的探索．据分析，副热带高压的活动与我国夏季降水有密切关系．而副热带高压的建立显然与下垫面的状况有关．但青藏高原冬半年尽为积雪，自然温度场的持续性较大．例如 1—6 月青藏高原地区的 500 毫巴等压面高度 13 年之中有 10 年至少有 4 个月符号相同．因此，青藏高原的积雪可能与未来夏季副热带高压的活动有关．积雪多则下垫面较冷，未来青藏高原反气旋环流建立得晚，副热带高压第一次北跳亦迟．因而多雨如 1954，1957 年．积雪少，下垫面增温快，青藏高原反气旋环流建立早，副热带高压北跳亦早，因而少雨．如 1953，1955，1958 年.

不过应该注意，我国夏季降水往往是此处多，彼处少，根本不可能全国多雨或少雨．这是环流特点所决定的．同时冷暖也很少有全国偏暖或偏冷，因为我国东北就往往与长江流域、黄河流域温度变化不一样，东北偏暖时，我国中部往往偏冷，而东北偏冷时中部又偏暖．所以“冬暖夏干”这个谚语，显然是有很大地区性的．还需要进一步分析才能确定其间的关系.

此外，还有一些谚语是用夏季报冬季，秋季报春季等．如：

伏里西北风，腊里船不通.

三伏热，冬天多雨雪.

下半年管上半年（七月对正月，八月对二月即阳历 8 月对 2 月，9 月对 3 月，10月对 4 月）.

秋多雨春少雨，秋少雨春多雨.

秋天冷，春天雨水多.

例如唐山地区秋季降温与春季雨量就有很好的关系（表 24·15）．从表上可以看到，降温早则春雨偏多，降温晚则雨量偏少．顺序相关系数为 0.91（顺序相关系数的计算方法见第五节一）．同时降温次数较多的年份，第二年春雨也比较多．又如广东有经验证明，副

表 24·15　唐山秋温与春雨关系的验证

年　份	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962
降温日期	9.9	8.25	8.25	9.11	8.26	8.27	9.5	8.31	9.5	8.31	9.3	8.26	8.26
顺　序	12	1.5	1.5	13	4	6	10.5	7.5	10.5	7.5	9	4	4
春雨量	27.7	59.1	87.6	29.4	82.9	52.5	36.3	41.8	41.5	34.1	45.6	58.8	69.8
顺　序	13	4	1	12	2	6	10	8	9	11	7	5	3
降温次数	1	2	3	1	4	3	1	2	1	1	1	3	3

注：1）秋季降温指处暑到白露间最低温度 24 小时下降 3℃，或 48 小时累积降温在 3℃ 以上.
2）春雨指第二年 3—5 月降水量.

热带高压控制时间长，第二年春雨多，控制时间短，第二年春雨少，符合这关系的占91%.

五、天气过程的韵律活动

天气过程的韵律活动，很早就是国外长期预报的一个重要依据. 不过国外的研究，对韵律活动限制较死. 其做法是，首先确定开端过程，查看开端过程前150天或90天的天气过程，如果150天或90天之前的过程与开端过程的气压形势相反，则150天或90天之后有与开端过程形势相似的过程. 还有一些规律列在表24·16中. 所谓特征超极地过程是指在地面冷高压自东北向西南或自北向南移动，而且至少在两天之内强度不减弱. 由于只选取这种特殊的天气过程做为开端过程，所以每年韵律次数是比较少的，后来虽然又有人研究了纬向环流的韵律等，但是终究限制较死板. 而且相似、相反的定义也不确切，甚至同样两个过程，有的人认为相似，有的人却认为相反. 因此，又在相似的定义方面产生了问题.

表24·16 超极地过程的韵律活动

规则	开端过程之前		开端过程	开端过程之后	
	150天±2天 90天±2天	75天±2天 45天±2天		75天±2天 45天±2天	150天±2天 90天±2天
1	−	+	*↙	+	+↙
2	／	+	*↙	−	+
3	／	−	*↙	+↙	+
4	+	−	*↙	×	／
5	+	−	*↙	×	／
6	+↙	+	*↙	×	−
7	+↙	−	*↙	×	−

注：*↙ 特征超极地过程，+ 相似，− 相反，／ 不相似也不相反，× 不确定.

我国中央气象局研究所，对东亚天气过程的韵律研究则有很大改进. 我国的做法是把周期平均环流(后改为候平均500毫巴图)分型，每一种型均取做开端过程，而且韵律不只限于5个月或3个月，经过分析，得到较多的预报规律，在实际预报中能做为预报月内环流形势演变的一个重要依据. 现在扼要介绍如下：

首先对1949—1958年自然天气周期的500毫巴平均图进行分型. 分型原则是平均环流的经向度与槽脊位置，所有纬向型统称W，冬季的经向型称为M型，夏季的经向型称为O型. 此外，以M_w代表移动经向型. 这四种型中又根据槽脊位置等共分为17个副型.然后根据天气过程的特点归纳为三类(参看第十七章).

第I类，包括W_1、W_2，M_{1a}，M_{1b}，M_{w1}五个型. 它们的主要特征是东亚上空环流平直，一般没有强烈冷空气侵入我国，但在西欧可以存在高压脊.

第II类，包括M_{2a}，M_{2b}，M_{w2}三个型. 它们的特征是乌拉尔山地区有明显的稳定性或移动性高压脊，一般有冷空气从西北侵入我国.

第III类，包括M_{3a}，M_{3b}，M_{w3}三个型. 这类的特点是贝加尔湖以西附近地区有明显的稳定性或移动性高压脊，一般有冷空气自北方侵入我国.

O型的主要特征为鄂霍次克海有一个脊，考虑欧洲到乌拉尔山一带的脊的位置分别划入上面三类. 针对这三类来找环流型的韵律.

其次排韵律时，每一个周期均做为开端过程，即把1949—1958年10年中共有696个周期，向前、向后半年内每隔5天的周期型都排成表，按三大类归并．无论开端过程或两端的过程均用I，II，III表示．把每一类的开端过程加在一起，看其前期在那一个时间有那一类环流型经常出现，再看其后同样一段时间经常出现那一类．不过因为韵律活动显然有季节特点，所以排韵律时分四季进行．

例如，秋季以I类为开端过程向前30天，出现I类的共有19次，其中在开端过程之后30天再出现I类的有14次，占74%．要确定这是否确实成为一条韵律，可以与气候概率比较．开端过程后30天I类的气候概率仅为44%，故可以认为确实存在这一条韵律．这可以从表24·17看出．因为三类均可做为开端，前面一定日期可能出现三种类型，后面

表 24·17　秋季环流型韵律

向前	开端	向后	30 天		35 天		40 天		45 天		50 天	
I	I	I	14/19	74%	6/15	40%	6/10	60%	2/9	22%	4/8	50%
II	I	I	5/11	46%	6/14	43%	3/16	19%	5/17	29%	5/18	28%
III	I	I	9/21	43%	7/21	33%	7/23	30%	8/23	35%	8/23	35%
I	II	I	7/13	54%	7/14	50%	8/17	47%	8/16	50%	9/12	75%
II	II	I	3/9	33%	6/15	40%	9/13	69%	6/11	55%	3/12	25%
III	II	I	6/21	29%	3/14	21%	5/13	39%	6/15	40%	8/18	44%
I	III	I	4/16	25%	8/18	44%	4/17	24%	10/17	59%	16/20	80%
II	III	I	8/23	35%	8/17	47%	10/19	53%	9/21	43%	9/23	39%
III	III	I	10/18	56%	9/22	41%	10/21	48%	9/19	47%	4/14	29%
I 气候概率			66/151	44%	60/150	40%	62/149	43%	63/148	43%	66/148	45%
I	I	II	3/19	16%	5/15	33%	4/10	40%	7/9	78%	3/8	38%
II	I	II	4/11	36%	4/14	29%	9/16	56%	7/17	41%	6/18	33%
III	I	II	5/21	24%	10/21	48%	9/23	39%	11/23	48%	10/23	44%
I	II	II	5/13	39%	5/14	36%	6/17	35%	6/16	38%	0/12	0%
II	II	II	4/9	44%	8/15	53%	2/13	15%	3/11	18%	6/12	50%
III	II	II	11/21	52%	9/14	64%	7/13	54%	4/15	27%	7/18	39%
I	III	II	7/16	44%	4/18	22%	8/17	47%	3/17	18%	3/20	15%
II	III	II	10/23	44%	4/17	24%	5/19	26%	7/21	33%	8/23	35%
III	III	II	2/18	11%	7/22	32%	4/21	19%	6/19	32%	7/14	50%
II 气候概率			51/151	34%	56/150	37%	54/149	36%	53/148	36%	50/148	34%
I	I	III	2/19	11%	4/15	27%	0/10	0%	0/9	0%	1/8	13%
II	I	III	2/11	18%	4/14	29%	4/16	25%	5/17	29%	7/18	39%
III	I	III	7/21	33%	4/21	19%	7/23	30%	4/23	17%	5/23	22%
I	II	III	1/13	8%	2/14	14%	3/17	18%	2/16	13%	3/12	25%
II	II	III	2/9	22%	1/15	7%	2/13	15%	3/11	27%	3/12	25%
III	II	III	4/21	19%	2/14	14%	1/13	8%	5/15	33%	3/18	17%
I	III	III	5/16	31%	6/18	33%	5/17	29%	4/17	24%	1/20	5%
II	III	III	5/23	22%	5/17	29%	4/19	21%	5/21	24%	6/23	26%
III	III	III	6/18	33%	6/22	27%	7/21	33%	4/19	24%	3/14	21%
III 气候概率			34/151	22%	34/150	23%	33/149	22%	32/148	22%	32/148	22%

相同日期又可能出现三种类型,所以共有 27 种组合. 但并不是每一种组合均成为一条韵律,而只有其中一小部分,出现频率大大超过气候概率,或比气候概率小很多. 才能成为正韵律(出现某一类)或反韵律(不出现某一类). 表 26·17 仅是一部分,自第 5 天到第 180 天均排有类似的表. 对每个季又都有一张类似的表. 这样全年四个季节共找到正韵律 29 条. 进一步分析发现这 29 条韵律可以分为三种情况.

第一种,在开端周期前后频率分布曲线上相等时间有明显的对称性双峰突起,而且在韵律时间一倍或一半左右的地方会有明显的深谷出现. 29 条正韵律之中有 11 条是属于这一种,如图 24·5.

第二种,在开端周期前后频率分布曲线上相等时间有明显的对称性双峰突起,而且在另一些时间有对称性的低谷. 具有这种特性的占 12 条,如图 24·6.

第三种,在开端周期前后的频率分布曲线上只有一对双峰,如图 24·7.

此外,从表 24·7 上还可以看到,有时在开端过程后一定时期,某种类型出现频率相当小,例如开端过程为 II,开端过程之前 50 天为 I 的共 12 次,但其后 50 天出现 II 的一次也没有,考虑到 II 在开端过程后 50 天处的气候概率为 34%,可见这种事情不是偶然的. 类似情况还有不少,故把凡出现频率 $<15\%$,比气候概率小 20% 且次数在 4 次之上的做为反韵律,共得 101 条反韵律. 图 24·8 就是一个例子. 不过反韵律应用起来限制性比较大,只能报不出现那一种类型.

预报时把各种正反韵律都应用起来,但是,仍然可能有的时期是空白的,没有一条韵律用得上,也可能有几条韵律都报同一个时期,但是,又有矛盾,这时一方面考虑各型的承继关系,及气候概率. 另一方面还可以根据大气环流形势及前后特点找相似,以补不足.

至于天气过程的韵律现象产生的原因,目前还没有一致的意见,有人认为是海陆热力

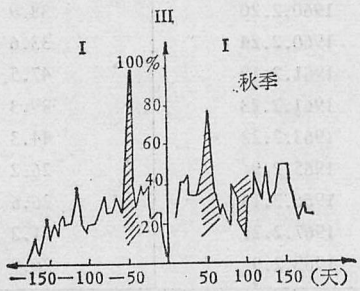


图 24·5 秋季第 4 条正韵律

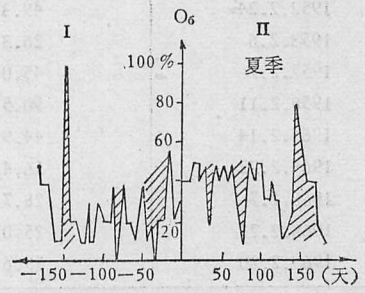


图 24·6 夏季第 7 条正韵律

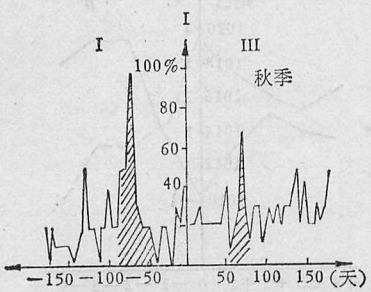


图 24·7 秋季第 6 条正韵律

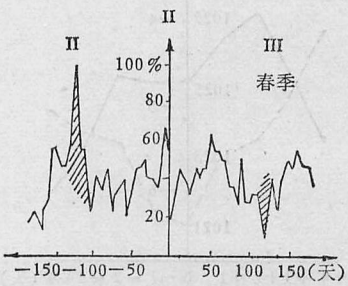


图 24·8 春季第 10 条反韵律

差异的影响，有人认为与太阳活动有关，还需要进一步研究.

六、韵律的确定方法

现在举一个例子，看看如何确定韵律. 仍用北京的资料，取5个月韵律，用2月报7月降水. 首先把日平均气压 $\bar{P}$ 及日平均温度 $\bar{T}$ 点成曲线，并标明天气，然后在每天的下边把对应150天后的降水量标出，分析曲线，找韵律规律.

首先找韵律时一般不能局限于一个指标，另外，也不能说全部降水均能用韵律报出来. 这往往是预报工作中的一个问题，应用一种方法，考虑一个因子时，自然要求这个因子是比较重要的，不然就不必考虑了. 但也不能认为这一个因子就可以决定一切. 应用韵律时也不能认为只有这一种规律，或认为韵律只有一种形式. 例如北京2月的冷空气与7月的降水有一定关系，这是无疑的. 有不少情况，气压很高而气温很低时，150天之后有一次降水. 为了具体的说明，我们把这一类的7月份降水达大雨以上的选了10次(表24·18的*A*). 把这10次大雨前150天(0)及150天的前四天(−1——4)与150天的后四天(+1—+4)天共9天气压$\bar{P}$与气温$\bar{T}$平均，得到图24·9. 可见，这时气压较高，气温有明显的低点. 2月平均气压1019.4毫巴，平均气温为 −2.0℃，所以这种情况是很突出的. 但是分析历年曲线还发现，当气温有明显的峰点而气压有低谷时也有降水. 把这样的例子也选了10次，如表24·18中*B*，将这10次的前150天前后9天气压与气温也逐日平均，得到图24·10. 与平均 $\bar{P}$ 及 $\bar{T}$ 比较，差别也很突出. 因此，从这个统计结合历

表24·18　*A*, *B*韵律0点日期及150天后降水量

A	降水量	*B*	降水量
1952.2.22	141.1	1954.2.23	42.1
1952.2.24	49.3	1960.2.20	38.9
1953.2.6	26.3	1960.2.24	33.6
1957.2.7	45.0	1961.2.19	47.5
1958.2.11	90.5	1961.2.23	29.3
1964.2.14	44.9	1963.2.22	44.3
1964.2.22	56.4	1965.2.9	26.2
1968.2.7	28.7	1966.2.13	26.6
1968.2.21	25.0	1967.2.21	91.2
1969.2.20	59.6	1969.2.9	26.9
平　均	56.7	平　均	40.9

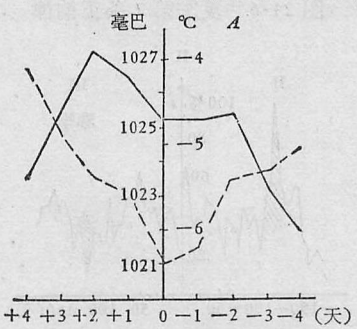


图24·9　10次A型韵律的气压(实线)与气温(虚线)分布

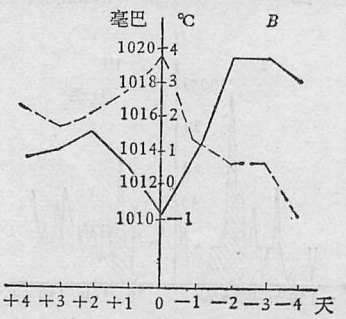


图24·10　10次B型韵律的气压(实线)与气温(虚线)分布

年的曲线定出两个指标. A，凡 $\bar{P}$ 连续两天超过 1,025 毫巴，且气温有明显低点 $\bar{T}<-6$℃，以气温低点即做为指标日；B，凡 $\bar{T}>5$℃，且气压有明显低点，即以气压的最低点为指标日. 按上述两个标准检查共有 23 次达到 A 指标，17 次达到 B 指标. 表 24·19 及表 24·20 分别给出每个韵律指标日后 150 天前后各两天，共 5 天内各级降水出现次数和百分比.

表 24·19 A 韵律的降水分布

降水	+2	+1	0	−1	−2	和	%
大一暴	2	2	5	2	3	14	12
中	1	2	3	1	5	12	10
小	8	6	7	5	6	32	28
无	12	13	8	15	9	57	50
和	23	23	23	23	23	115	100

表 24·20 B 韵律的降水分布

降水	+2	+1	0	−1	−2	和	%
大一暴	2	2	5	6	3	18	21
中	2	2	2	2	0	8	9
小	4	5	1	4	7	21	24
无	9	8	9	5	7	38	45
和	17	17	17	17	17	85	100

其次关于韵律是否成立，最好不要简单的只是指出 5 天内有多少次大雨、中雨或小雨. 因为一般夏半年，特别在雨季中，降水的概率是比较大的，例如北京 1951—1970 年 20 年中，7 月份共 620 天，其中大一暴雨 55 次，占 9%，中雨 57 次，亦占 9%，小雨 184 次，占 29%，无雨（包括微量 T）324 次，占 53%，这样，如果把大、中、小雨，凡降水都算在一起，按概率计算每 5 天就至少有两天可能有降水，且有一次为中雨以上. 那末，取韵律指标日后 150 天 ± 2 天，共 5 天内，肯定会有 1—2 次降水. 这样就不能从统计上证明韵律确实是存在的. 只有与气候概率比较，真正比气候概率大，才能说这条韵律是有价值的. 这里比较方便的是应用 χ^2 检验. 按表 24·19 及表 24·20，在 40 次指标日后出现大一暴雨的次数（32 次）明显超过气候概率（18 次）. 计算结果表明信度值在 0.01 以下，表 24·21 说明这两条韵律确实是存在的.

表 24·21 A, B 韵律信度检验

降水	大一暴	中	小	无	和
韵律	32	20	53	95	200
期望	18	18	58	106	200
差	14	2	−5	−11	0

最后，还要重复说明，即使对这 7 月还可以找其他韵律，不过 A，B 两条韵律已包括了 7 月份大一暴雨的 32/55 = 57%，中雨的 20/57 = 35%，小雨的 53/184 = 29%. 而且还有不少次降水因处在月初与月末没有计算在内. 所以这两条韵律还是反映了 7 月降水

的一些很重要的特点.

第五节 相　　关

一、相 关 系 数

气象要素与前期的环流及天气有密切的关系，例如冬季某一旬比较冷，经常下一旬气温也比较低，而这一旬比较暖，下一旬气温也比较高. 这就是说两者是有关系的，这种两个旬气温同时偏高、偏低的现象我们叫做正相关，如果前一旬偏暖时，后一旬经常偏冷，前一旬偏冷时，后一旬经常偏暖，这就叫做这两个旬的温度有负相关或反相关.

但是怎样说明两个要素之间的关系到底有多么密切呢？一般采用计算相关系数的方法，下面举一个例子说明相关系数的计算方法.

求北京3月下旬平均温度（T_m）与指标A的相关系数. 指标A是第16候（3月16日—20日）500毫巴候平均图上沿东经130°，北纬30°—40°的高度差. A即是一个环流指标，与东亚大槽的强度及南北位置有关. 表24·22为T_m与A的数值.

表24·22　北京3月下旬气温（T_m）与指标A的关系

	T_m	ΔT_m	A	ΔA	ΔT_m^2	ΔA^2	$\Delta T_m \cdot \Delta A$	$[T_m]$	$[A]$	$[T_m]-[A]$	d^2
1951	0.9	−0.6	32	6	0.36	36	−3.6	14.0	3.5	11.5	132.25
1952	1.2	−0.3	25	−1	0.09	1	0.3	12.0	11.0	1.0	1.00
1953	2.2	0.7	20	−6	0.49	36	−4.2	9.0	17.5	8.5	72.25
1954	2.4	0.9	26	0	0.81	0	0	7.5	9.5	2.0	4.00
1955	−0.5	−2.0	27	1	4.00	1	−2.0	17.0	8.0	9.0	81.00
1956	2.5	1.0	24	−2	1.00	4	−2.0	5.0	13.5	8.5	72.25
1957	−1.1	−2.6	28	2	6.76	4	−5.2	19.5	7.0	12.5	156.25
1958	0.0	−1.5	24	−2	2.25	4	3.0	16.0	13.5	2.5	6.25
1959	6.2	4.7	15	−11	22.09	121	−51.7	1.0	20.0	19.0	361.00
1960	2.7	1.2	16	−10	1.44	100	−12.0	3.0	19.0	16.0	256.00
1961	3.2	1.7	24	−2	2.89	4	−3.4	2.0	13.5	11.5	132.25
1962	−1.1	−2.6	30	4	6.76	16	−10.4	19.5	5.5	14.0	196.00
1963	2.5	1.0	22	−4	1.00	16	−4.0	5.0	16.0	11.0	121.00
1964	1.2	−0.3	30	4	0.09	16	−1.2	12.0	5.5	6.5	42.25
1965	1.8	0.3	24	−2	0.09	4	−0.6	10.0	13.5	3.5	12.25
1966	0.6	−0.9	33	7	0.81	49	−6.3	15.0	1.0	13.0	169.00
1967	2.4	0.9	26	0	0.81	0	0	7.5	9.5	2.0	4.00
1968	2.5	1.0	20	−6	1.00	36	−6.0	5.0	17.5	12.5	156.25
1969	1.2	−0.3	32	6	0.09	36	−1.8	12.0	3.5	8.5	72.25
1970	−0.8	−2.3	35	9	5.29	81	−20.7	18.0	1.0	17.0	289.00
平均	1.5		26		58.12	565	−131.8				2336.50

按第一节二、的方法计算出T_m的均方差为1.71，同样求出A的均方差为5.32.

T_m与A的相关系数为r，

$$r=\frac{\Sigma\Delta T_m\cdot\Delta A}{N\sigma_{T_m}\cdot\sigma_A},$$

σ_{T_m}与σ_A为T_m与A的均方差，N为记录年数. ΔT_m与ΔT_A分别为T_m及A的距平值.

显然如果 ΔT_m 与 ΔA 经常是同符号的，其和也将是正的，即为正相关，如果 ΔT_m 与 ΔA 符号相反的占多数，其和必然是负的，即为负相关．按表 24·22 中资料计算 $\Sigma \Delta T_m \cdot \Delta A = -131.8$．根据上面公式求得 $r=-0.725$，即为负相关．$r=+1$ 或 $r=-1$ 均表示相关最大，不过一个是正相关，一个是负相关而已．$r=0$ 表示完全没有关系．一般用一部分资料计算，既不会 $r=1$ 或 -1，也不会 $r=0$，那么到底 r 等于多少才算关系比较大呢？这虽然与算出来的 r 大小有关，但也同计算 r 所应用的资料多少有关．应用 20 年资料算得 $r=0.5$ 与用 10 年资料算得 $r=0.5$，其意义是不同的，用 20 年算得的关系要可靠得多．检验相关系数是否可靠，一般采用 t 检验，根据统计学计算得到表 24·23，表中给出资料年数 N 与不同信度情况下对应的相关系数．计算出相关系数后，按所用的资料年数就可以查得信度值，凡信度在 0.05 以下，表示产生这种情况的偶然性在 5% 以下，换句话说，就是产生如此大的相关系数有 95% 以上的可能不是偶然的，那也就是说比较可靠了．如上述例子，$N=20$，$r=-0.725$，信度值 <0.001 即相当可靠．

表 24·23　相关系数的信度（t 检验）

	0.10	0.05	0.01	0.001
10	0.549	0.632	0.765	0.872
12	0.497	0.576	0.708	0.823
14	0.457	0.532	0.661	0.780
16	0.426	0.497	0.623	0.742
18	0.400	0.468	0.590	0.708
20	0.378	0.444	0.561	0.679
25	0.337	0.396	0.505	0.618
30	0.306	0.361	0.463	0.570
35	0.283	0.334	0.429	0.532
40	0.264	0.321	0.403	0.501

对于两个计算不十分方便的数求相关时，如一个特别大，一个特别小，还有一种简便的方法，称为顺序相关系数．即把两个要素均按大小排列出次序，最大的为 1，其次为 2，3$\cdots N$．如表中 $[T_m]$ 为 T_m 的序数，$[A]$ 为 A 的序数．凡有两个以上相同值取序数平均，如 T_m 为 2.5 的有 3 年（1956 年，1963 年，1968 年）序数应为 4，5，6，这三个序数平均为 5，故 3 年均记为 5，将两个要素的序数逐年相减得到 d，

$d=[T_m]-[A]$．顺序相关系数 ρ，

$$\rho = 1 - \frac{6\Sigma d^2}{N(N^2-1)}.$$

如果顺序完全一致，$\rho=1$；完全相反，$\rho=-1$，按表 24·22 中资料算得 $\rho=-0.757$，与 r 相近．

二、回归直线

在预报工作中经常把两个相关系数比较大的要素点绘成图．如下图 24·11，横坐标为 A，纵坐标为 T_m，把各年的资料点在图上，可以看出大致还是集中于一个带，但是用一条线来表示 A 与 T_m 的关系时，这条线到底怎样才能画得比较好呢？在统计中有一种方法，叫最小二乘法，即希望能做出一条线来代表历年的关系，而历年各个点与这条线的距

离平方和最小．根据这个原理，可以求出一个方程式：

$$\Delta T_m = B \cdot \Delta A,$$

$$B = r\frac{\sigma_{T_m}}{\sigma_A},$$

亦即

$$\Delta T_m = r\frac{\sigma_{T_m}}{\sigma_A}\Delta A.$$

r 即是上边用过的相关系数．ΔT_m 及 ΔA 为距平值，如果不用距平值，方程式还多一个常数项，一般用距平比较方便，只要在图中以 T_m 与 A 的平均值为原点，另做一个直角坐标就可以了．按前面的数值计算

$$\Delta T_m = -0.727\frac{1.71}{5.32}\Delta A$$

$$= -0.23\,\Delta A.$$

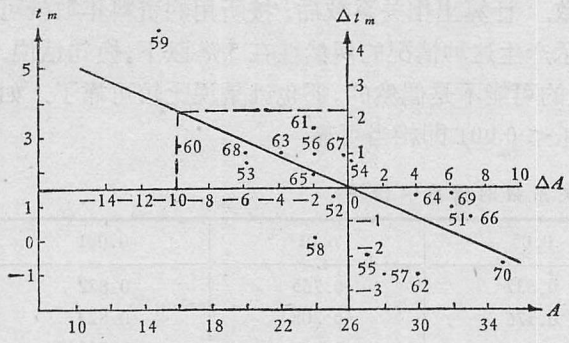


图 24·11　北京 3 月下旬气温（T_m）与 A 的关系图

假设一个点的 ΔA 值，按公式求出 ΔT_m，得到一个点的位置，与新的原点相联，就得到所求的直线．例如令 $\Delta A = -10$，$\Delta T_m = 2.3$，与 $\Delta A = 0$，$\Delta T_m = 0$ 相联，就得到 T_m 与 A 的关系直线．

用这个公式或图就可以预报，例如 1971 年 $A = 24$，则 $\Delta A = -2$，按公式求出 $\Delta T_m = 0.46$，$T_m \sim 2$℃．与实况接近．

回归直线，有一个基本假定，就是预报指标（例如 A）与预报的要素（例如 T_m）之间的关系是直线关系，简单的说，就是两者的变化成比例，或者说变化的数值的比例为一个常数．但是实际情况往往不这样简单．如果两者之间的关系明显的不是直线关系，自然就不能用这个方法来求经验直线了．当有两个或两个以上的因子均与预报要素有直线关系时也可以求出类似的方程，不过两个要素计算还不算太麻烦，两个以上的要素，计算就很复杂了，如果有需要与可能，可以用电子计算机来运算．

三、相 关 图 解

当前我国各台站广泛使用相关图解．相关图解或者叫点聚图既可以采用两个以上的因子，也不需要假定所选因子与预报要素之间有直线关系，应用起来比较方便．现在就举一个例子说明相关图解的绘制方法．

例如预报 3 月下旬北京的旬降水量用两个环流方面的指标 C，D（表 24·24）．C，D 分别为 16 候（3 月 16—20 日）500 毫巴候平均图上北纬 55°，东经 105°—115° 高度差及北纬 55°，东经 95° 的高度（略去 500 位势什米）．

图 24·12 的制作方法是，以 C 为纵坐标，D 为横坐标，根据每年 C，D 的数值在图中找到每年点的位置，在位置下方标明年份（即图中×的下面括弧中数字），在点上标明该年 3 月下旬降水量．按第一节三中所讲的分级结果，分析出各级的分界线，就得到一张预报 3 月下旬降水量的相关图解．每两条曲线之间为一个降水量级．例如要预报 1971 年

表 24·24　北京 3 月下旬降水量与预报指标 C, D

年　份	C	D	R	年　份	C	D	R
1951	8	41	1.4	1962	5	43	0
1952	8	43	9.0	1963	13	46	7.3
1953	0	32	0	1964	3	39	0.6
1954	4	47	0.3	1965	7	44	0.1
1955	9	36	2.4	1966	3	29	0
1956	0	22	1.7	1967	10	51	8.7
1957	8	50	1.0	1968	2	43	5.2
1958	−2	16	0.6	1969	2	28	0.1
1959	−3	44	1.1	1970	4	41	0
1960	2	30	1.9	平均	4.7	39	2.7
1961	10	54	12.2	1971	6	35	0

3 月降水量，已知 $C = 6$, $D = 35$，从图上可以求出降水量应该是零(×点)．实况说明这个预报是正确的．

对于应用这一类的相关图解有几个问题，首先，指标怎样选择．一般如果做旬预报，可以主要应用上一个旬的要素与环流做指标．不仅可以用旬平均气压、气温、绝对湿度的平均值以及极端值，气温还可以用最低温度(冬半年)或最高温度(夏季)．每两个要素就可以绘一张图，不过一个要素最好只用一次，如果绘了几张图，而有的要素(预报因子)用了几次，那就等于强调了这个要素．另外，每张相关图的两个指标，最好要关系小一些，尽量不要用最高温度与最低温度或降水量与绝对湿度绘成一张图．因为两个因子如果相关明显，图上的点子会集中成一个带，很难分析．环流指标的选择，一般是看过去比较突出的年份．例如，预报 3 月下旬降水，就需分析降水多的与降水少的年份之前期环流的差异．根据这个差异来决定指标．

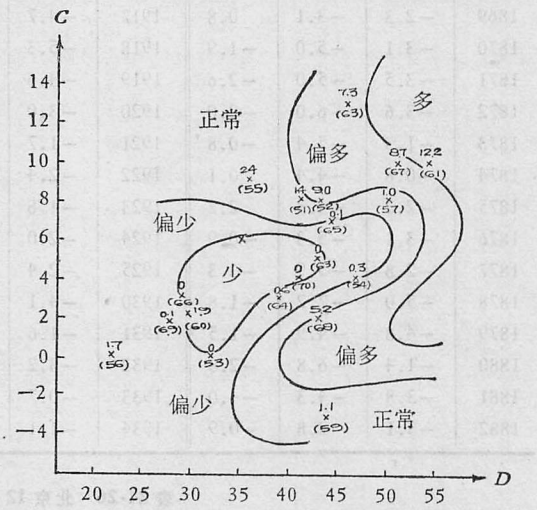


图 24·12　北京 3 月下旬降水量预报相关图

当有几张相关图解，而预报结果又不一致的时候，最好不要简单的采取少数服从多数的方法，而需要与其它方法综合分析．看那一种可能性更大，同时要特别注意每一张图应用的是什么因子．

四、相　关　表

还有一种与相关图解类似的预报方法，叫相关表或复相关表．举例子说明之．

例如预报北京 2 月月平均气温，选用当年 1 月及前一年 12 月为预报因子(表 24·25)．首先把预报因子分级，按出现概率 1/3 分为 3 级．分级的界限列在表 24·26 中，然后制成一个表，横行用 12 月气温的级别分界，纵行用 1 月气温的级别分界，这样共有 9 个格，按表24·25中资料把 90 年的 2 月气温填入相应的格中，再把每个格求平均，就得到一张预报

表 24·25　北京月平均气温(12 月为前一年)

年份	12 月	1 月	2 月	年份	12 月	1 月	2 月	年份	12 月	1 月	2 月
1842	−3.9	−4.1	−1.6	1883	−5.0	−4.6	−1.8	1935	−0.6	−3.0	1.7
1843	−0.5	−3.7	1.1	1884	−1.6	−3.6	−2.5	1936	−6.2	−7.3	−4.7
1844	−0.3	−3.4	0.3	1892	−2.3	−5.6	−3.5	1937	−1.9	−3.6	−0.7
1845	−2.8	−2.9	−1.0	1893	−3.0	−8.1	−3.3	1941	−1.8	−4.1	−2.5
1846	−6.2	−4.0	1.2	1894	−2.1	−4.2	−0.7	1942	−2.0	−4.4	−3.4
1847	0.5	−2.3	−0.9	1895	−2.6	−6.3	−5.0	1943	−2.0	−6.1	−0.7
1848	−2.0	−6.1	−0.1	1896	−2.2	−4.1	−2.8	1944	−2.0	−3.2	−1.5
1849	0.4	−2.3	1.9	1897	−2.7	−6.4	−3.9	1945	−6.1	−5.9	−4.2
1850	−2.3	−4.1	−1.0	1898	−6.4	−2.5	−0.4	1946	−1.6	−3.4	0.1
1851	−3.1	−3.4	−1.2	1899	−0.5	−4.1	−1.0	1947	−4.5	−6.4	−4.9
1852	−3.6	−5.0	−5.4	1900	−3.3	−7.6	−1.6	1948	−6.0	−4.7	−0.7
1853	−1.9	−5.0	−3.3	1906	−1.5	−5.5	−4.1	1949	−0.6	−2.6	0.6
1854	−3.2	−4.3	−6.2	1907	−1.8	−1.9	−4.5	1950	−4.0	−3.5	−0.8
1855	−2.5	−5.1	−1.3	1908	−3.7	−6.8	−3.8	1951	−2.1	−6.8	−2.0
1860	−1.6	−5.9	−1.9	1911	−5.0	−5.7	−2.8	1952	−1.0	−2.7	−4.3
1861	−3.5	−8.1	−4.4	1916	−0.4	−2.8	−1.4	1953	−5.3	−5.9	−3.5
1869	−2.3	−3.1	0.8	1917	−4.7	−6.9	−1.9	1954	−2.0	−3.4	−0.8
1870	−3.1	−5.0	−1.9	1918	−5.3	−3.5	−0.4	1955	−5.7	−4.7	−1.1
1871	−3.5	−5.0	−2.6	1919	−4.6	−7.3	−0.2	1956	−0.9	−3.8	−3.1
1872	−3.6	−6.0	−2.0	1920	−3.0	−2.7	−0.1	1957	−5.7	−5.3	−5.9
1873	−1.3	−5.4	−0.8	1921	−1.7	−3.4	−4.2	1958	−2.1	−5.0	−1.6
1874	−0.8	−4.4	0.1	1922	−2.4	−7.6	−0.1	1959	0.6	−4.3	0.2
1875	−2.2	−4.3	2.2	1923	−1.8	−4.8	−1.8	1960	−1.7	−5.7	2.0
1876	−3.1	−5.3	−0.9	1924	−2.0	−2.6	−1.8	1961	−3.6	−3.6	1.3
1877	−2.8	−5.9	−3.3	1925	−2.4	−3.5	−1.9	1962	−3.0	−3.1	−0.8
1878	−5.0	−7.2	−1.8	1930	−4.1	−4.8	−1.0	1963	0.1	−3.9	−1.1
1879	−4.8	−4.9	−1.5	1931	−1.6	−3.9	−3.5	1964	−2.6	−3.0	−5.2
1880	−1.4	−6.8	−2.8	1932	−3.2	−1.6	−3.2	1965	−1.4	−4.1	−0.4
1881	−3.8	−4.3	−4.0	1933	−0.7	−6.1	−2.2	1966	−2.5	−4.6	−0.6
1882	−3.1	−2.8	−0.9	1934	−1.1	−5.7	0.4	1967	−4.0	−3.1	−2.4

表 24·26　北京 12 月及 1 月气温分级

月 \ 级	冷	正　常	暖
12 月	< −3.1	−3.1——2.0	> −2.0
1 月	< −5.3	−5.3——3.7	> −3.7

2 月气温的相关表(表 24·27).

这里有一个问题,就是这 9 个格子,每个格子的平均是不是有代表性,很容易理解,如果这个格子平均是偏冷,其中大部分都是偏冷,而且数值相差不多,那么,应用其平均值,就比较有代表性,能代表这个格中的大多数情况. 否则,虽然可以对每个格求出平均值,但是也没有什么多大意义. 为了有一个客观的检验标准,这里介绍另一种经常用的信度检验方法即 t 检验.

$$t=\frac{\overline{T}-[\overline{T}]}{\sigma_T/\sqrt{n}},$$

表 24·27　北京 2 月气温预报相关表(一)

级	12 月 暖				12 月 正 常				12 月 冷			
	1.1	−4.5	0.1	①	−1.0	−1.8	−5.2	②	−0.4	−2.4		③
1 月	0.3	−1.4	0.6	13 次	−1.2	−1.9		11 次	−0.4			6 次
	−0.9	−4.2	−4.3		0.8	−1.5			−3.2			
暖	1.9	1.7			−0.9	−0.8			−0.8			
	−2.5	−0.7	$\bar{T}=-1.0$		−0.1	−0.8	$\bar{T}=-1.3$		1.3		$\bar{T}=-1.0$	
	−3.3	−2.5		④	−1.0	−2.8		⑤	−1.6	−1.5	−1.1	⑥
1 月	0.1	−3.1		10 次	−1.3	−3.4		9 次	1.2	−4.0		11 次
	−1.0	0.2			−1.9	−1.6			−5.4	−1.8		
正常	−1.8	−1.1			2.2	−0.6			−6.2	−1.0		
	−3.5	−0.4	$\bar{T}=-1.6$		−0.7		$\bar{T}=-1.2$		−2.6	−0.7	$\bar{T}=-2.2$	
	−1.9	−5.7		⑦	−0.1	−5.0		⑧	−4.4	−2.8	−4.9	⑨
1 月	−0.8	2.0		7 次	−0.9	−3.9		10 次	−2.0	−1.9	−3.5	13 次
	−2.8				−3.3	−0.1			−1.8	−0.2	−5.9	
冷	−4.1				−3.5	−0.7			−1.6	−4.7		
	−2.2		$\bar{T}=-2.2$		−3.3	−2.0	$\bar{T}=-2.3$		−3.8	−4.2	$\bar{T}=-3.2$	

$\bar{T}$ 为某一格的平均温度，$[\bar{T}]$ 为多年平均，即 90 年的总平均，$[\bar{T}] = -1.8℃$，σ_T 为这个格的温度对格平均 $\bar{T}$ 的均方差．n 为格中记录年数．求出 t 后，在表 24·28 中查出相应的信度，自由度即为 $n-1$，例如第 9 格平均为 −3.2，求出其中 13 次对 −3.2 的均方差为 1.57，

$$t = \frac{-3.2-(-1.8)}{1.57/3.61} = \frac{-1.4}{1.57} \times 3.61 = -3.22.$$

按表中 $t = 3.22$，自由度为 12，信度 < 0.01，即出现这种情况的偶然性不到 1%．因此说，第 9 格的结果是有代表性的．又如第 6 格平均为 −2.2，比多年平均偏低，看一看他是不是有代表性．同样求出第 6 格的均方差为 2.07，

$$t = \frac{-2.2-(-1.8)}{2.07/3.32} = \frac{-0.4}{2.07} \times 3.32 = -0.64.$$

表 24·28　t 检 验 表

自由度＼信度	0.10	0.05	0.02	0.01	0.001	自由度＼信度	0.10	0.05	0.02	0.01	0.001
1	6.31	12.71	31.82	63.66	636.62	14	1.76	2.15	2.62	2.98	4.14
2	2.92	4.30	6.97	9.93	31.60	15	1.75	2.13	2.60	2.95	4.07
3	2.35	3.18	4.54	5.84	12.94	16	1.75	2.12	2.58	2.92	4.01
4	2.13	2.78	3.75	4.60	8.61	17	1.74	2.11	2.57	2.90	3.97
5	2.01	2.57	3.37	4.03	6.86	18	1.73	2.10	2.55	2.88	3.92
6	1.94	2.45	3.14	3.71	5.96	19	1.73	2.09	2.54	2.86	3.88
7	1.89	2.37	3.00	3.50	5.41	20	1.73	2.09	2.53	2.85	3.85
8	1.86	2.31	2.90	3.35	5.04	21	1.72	2.08	2.52	2.83	3.82
9	1.83	2.26	2.82	3.25	4.78	22	1.72	2.07	2.51	2.82	3.79
10	1.81	2.23	2.76	3.17	4.59	23	1.71	2.07	2.50	2.81	3.77
11	1.80	2.20	2.72	3.11	4.44	24	1.71	2.06	2.49	2.80	3.75
12	1.78	2.18	2.68	3.05	4.32	25	1.71	2.06	2.49	2.79	3.73
13	1.77	2.16	2.65	3.01	4.22	30	1.70	2.04	2.46	2.75	3.65

这时自由度为 10，按表 24·28，信度 >0.10，也就是说，产生这种情况的偶然性比较大，第 6 格的平均与多年平均的差没有代表性，不能据此就预报偏冷．所以相关表做好以后，要逐格的检查，看结果是不是有代表性．如果信度不够，就不要简单应用．在应用相关图时有的预报员只是当预报点子落在比较好的地区才应用，落在可怀疑的地区就不应用也是这个道理．

如果有时因资料较多，求总平均不方便，也可以比较任何两个格子，看这两个格子有没有差别．例如可以比较表 24·27 的 1 格与 9 格，1 格是前期两个月，12 月及 1 月均偏暖，9 格是前期两个月均偏冷．就这两个格的平均来看一个是 -1.0℃，一个是 -3.2℃，相差不少．但是这种差别是否有代表性呢？或者说这两个格的差别是否是系统性的，即 1 格大多数均偏暖，9 格大多数均偏冷．可以采用另一种 t 检验方法．

$$t=\frac{\bar{T}_1-\bar{T}_2}{S\sqrt{\frac{1}{n_1}+\frac{1}{n_2}}},$$

其中

$$S=\sqrt{\frac{\Sigma(T_1-\bar{T}_1)^2+\Sigma(T_2-\bar{T}_2)}{n_1+n_2-2}}.$$

对表 24·27 中的 1 格与 9 格各 13 次，求出 S，再求出 $t=2.88$，自由度 $=n_1+n_2-2$，即 24，按表 24·28，信度 <0.01，就是说，这两个格的差别是明显的，也就是说，冬季前期两个月的气温确实对 2 月气温有很大影响，前期偏冷与偏暖，后果是完全不同的．

如果记录比较多，相关表还可以同时考虑三个、四个因子或更多的因子，那样格就多一些了．但是如果有四个因子，每个分 2 级，就有 $2^4=16$ 个格子，有 100 个记录的话也不过平均每个格 6 次左右，那必然有的格子次数太少，也就没有统计意义了．所以只是在做短期预报，应用每日气象资料时，才可能做出比较多的格子的相关表．中长期预报一般最好每个格子至少有 10 次左右．

但是，还有一个问题，如果预报年所在的格子代表性并不好，这时怎样处理呢？例如我们要报 1968 年 2 月气温．已知 1967 年 12 月为 -5.3℃，属于冷一级，而 1968 年 1 月为 -4.4℃，属于正常一级．按表 26·27 应该是第 6 个格子．第 6 个格子平均温度比较低，低于平均 0.4℃．但是上面已谈到这个格子的代表性并不好，不能根据这两个指标就报气温偏低．所以还需要考虑其他因子，进一步分析．

这里讲两种处理方法，实际这两种方法可以结合应用．第一种方法是把不能确定的格子再用新的因子做相关表．例如可以考虑，是否 12 月之前的气温也对预报 2 月的气温有作用呢？表 24·29 给出第 6 个格子的 11 次所属年份自该年 2 月到前一年 3 月各月的气温距平符号．首先比较各月气温距平符号与 2 月气温距平符号，发现 4 月与 2 月有正相关，同号的有 9 次，8 月与 2 月有负相关，同号的有 3 次即反号的有 8 次（表 24·29 中的 N）．这两个月是否可以作为新的因子，做一个相关表呢？在确定能否用这两个月做为因子时可以用 χ^2 检验的方法，我们这里共有 11 年，如果这个月气温与 2 月气温的关系是随机的，那么同号与异号应各占一半，即 $E=5.5$．只考虑符号，故只有正负两种情况，自由度为 1．取信度 5%，按表 24·6，$\chi^2=3.84$．根据公式

$$\chi^2=\frac{\Sigma d^2}{E}.$$

表 24·29　2 月气温与前期气温的关系(+、−代表气温距平符号)

年＼月	3 月	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	M
1841—1842	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	+	+	7
1845—1846	+	+	+	+	−	−	+	−	+	−	+	+	5
1851—1852	−	−	−	+	−	−	−	−	−	−	−	−	5
1853—1854	−	−	−	+	+	+	+	−	+	−	+	−	4
1870—1871	+	−	+	−	−	+	+	+	−	−	−	−	9
1878—1879	+	+	−	−	+	−	+	−	−	−	−	+	4
1880—1881	+	−	+	−	−	+	−	+	−	−	+	−	11
1882—1883	+	+	+	+	+	−	−	+	−	−	+	+	7
1929—1930	+	+	+	+	+	+	+	+	+	−	−	+	5
1947—1948	−	+	+	−	−	+	−	−	−	−	−	+	7
1954—1955	−	−	−	−	−	−	−	−	+	−	−	+	5
1967—1968	+	−	+	−	−	+	−	+	−	−	+	−	
N	6	9	6	5	6	3	5	4	6	4	5		

设同号年数为 a，则异号年数为 $11-a$，

$$\chi^2=\frac{(5.5-a)^2+(5.5-11+a)^2}{5.5}=3.84.$$

不难算出 $a=5.5\pm3.25=8.75,\ 2.25$. 即 $a=8.75$ 或 $a=2.25$ 时均表示与随机情况差别较大，可以判断有正相关或负相关. 4 月与 8 月超过或接近了这个界限，所以可以选为因子. 表 24·30 为根据 4 月及 8 月气温只分冷暖两级做出的 2 月气温预报相关表. 按表 24·29，1967 年 4 月为−，8 月为+，应属于第 3 格，这个格中 3 次均为气温偏低的情况，3 次平均 −4.3℃，比多年平均 −1.8℃ 偏低 2.5℃. 所以可以根据此表预报 1968 年 2 月偏冷，气温约 −4.3℃. 实况恰好正是 −4.3℃. 当然，预报与实况这样一致是有一定偶然性的. 但是这个方法是可以参考的. 实际上这与一般台站用的点聚图过滤方法也基本相同. 不过这样再做的相关表每个格中的次数就更少了. 所以要求所用的格中情况基本一致. 否则就不能用. 例如 3 次中有 2 次为+，1 次为−就不能用了.

表 24·30　北京 2 月气温预报相关表(二)

4 月＼8 月	暖	冷
暖	−1.0(1930)① −0.7(1948)	1.2(1846)② −1.5(1879) −1.8(1883)
冷	−6.2(1854)③ −2.6(1871) −4.0(1881)	−1.6(1842)④ −5.4(1852) −1.1(1955)

现在讲第二种方法，也就是找相似的方法. 前面的方法是抽出两个月. 考虑这 11 年 2 月气温与其前期的两个月的气温的关系. 现在则看一看自 1 月向前到 3 月共 11 个月，那一年 11 个月与 1967—1968 年最相似. 比较 11 年的每一年与 1967—1968 年同月距平符号，得到每年符号相同的次数 M. 与上面讲的道理相同，M 至少要在 8 或 9 以上才能算相似，从表 24·30 中可见最相似的是 1870—1871 年及 1880—1881 年，特别是 1880—1881 年，11 个月气温距平符号均与 1967—1968 年相同. 取 1880—1881 年为最优相似. 1881 年 2 月气温为 −4.0℃. 以此做预报与实况(−4.3℃)亦很相近. 如果把以上两种方法结合起来，把握就更大一些了.

五、多因子相关概率

以上所介绍几种方法，都是预报某种要素出现那一级，但是实际上每一种预报方法都不是有百分之百的把握，只不过是按某一方法预报某一级出现的可能性最大而已．但是应用几种方法，或几张图表时又往往同等看待．遇到矛盾就不好处理．当然在还没有对大气过程的长期变化规律有进一步了解时，综合应用几种方法是不可避免的．但是在考虑不同因子时，可以估计要预报的要素出现的概率，把几种因子预报的概率加起来得到组合概率，就知道要预报的要素未来可能出现的概率，这种方法叫多因子相关概率法．举例说明如下．

例如预报1971年5月下旬北京的降水过程．第一步是找指标，我们找了5个指标，都是北京本站要素，1—3月平均最低温度，2月下旬—3月上旬总降水量，5月中旬日平均气压，5月中旬平均最低温度，5月中旬14时绝对湿度的平均值．这5个因子分别表示了前期及近期本站要素的情况．在选指标时，一定要注意从多方面考虑．因此一般要选一些距预报时期较远的前期指标．在这方面，天气谚语常能提供一些线索．例如“发尽桃花水，必是旱黄梅”说明前后两段时间降水之间的关系．又有很多有关节气的谚语，说明某一天有什么天气现象时未来的天气，如“夏至东风摇，麦子水里捞”，“小暑一声雷，四十五天倒黄梅”．“冬前霜多来年旱，冬后霜多晚禾宜”．可以根据这些找指标．

第二步是把预报指标分级，这里我们都分做三级，三级出现概率各占1/3左右，也就是6年或7年．表24·31给出5个指标的数值及分级情况．

第三步就是按指标，求出每一个指标的每一级降水概率．例如1—3月 $\bar{T}_m$ 分为三级，

表24·31　北京5月下旬降水预报指标及其分级（气压＋1000毫巴，气温 °C，湿度毫巴）

指标 / 年份	1—3月 $\bar{T}_m$	2月下旬—3月上旬 R	5月中旬 $\bar{P}$	5月中旬 $\bar{T}_m$	5月中旬 e_{14}	1—3月 $\bar{T}_m$	2月下旬—3月上旬 R	5月中旬 $\bar{P}$	5月中旬 $\bar{T}_m$	5月中旬 e_{14}
1951	−7.3	5.7	3.8	13.0	9.9	3	2	2	2	2
1952	−6.8	7.1	5.1	15.5	12.9	3	2	1	1	1
1953	−7.0	3.3	2.8	11.7	10.8	3	2	2	3	2
1954	−4.1	14.0	1.1	13.6	9.0	1	1	3	2	3
1955	−5.9	4.1	0.7	13.6	8.0	2	2	3	2	3
1956	−5.7	16.3	3.8	11.8	9.9	2	1	2	3	2
1957	−7.4	8.4	3.4	13.3	6.5	3	2	2	2	3
1958	−6.1	3.0	7.0	11.7	11.0	2	2	1	3	1
1959	−3.4	44.9	4.1	12.8	8.2	1	1	1	2	3
1960	−4.2	2.4	3.5	11.3	7.1	1	3	2	3	3
1961	−4.0	0.0	2.4	13.6	9.7	1	3	2	2	2
1962	−4.9	1.3	0.2	12.0	6.7	1	3	3	3	3
1963	−5.2	4.8	1.9	14.4	14.3	2	2	3	1	1
1964	−5.8	0.1	8.5	14.3	14.4	2	3	1	1	1
1965	−4.8	0.0	1.2	13.5	9.5	1	3	3	2	2
1966	−5.3	26.0	6.1	14.6	9.2	2	1	1	1	3
1967	−5.2	0.0	6.1	15.8	14.0	2	3	1	1	1
1968	−6.3	0.0	−1.5	14.5	10.7	3	3	3	1	2
1969	−8.1	13.9	1.4	11.8	11.9	3	1	3	3	1
1970	−7.4	18.9	4.7	11.6	11.5	3	1	1	3	1
平　均	−5.8	8.7	3.3	13.2	10.3					
1971	−6.9	19.8	3.1	13.6	15.8	3	1	2	2	1

1级是1954, 1959, 1960, 1961, 1962, 1965年6年，把这6年5月21—31日降水日期(表24·3)列成表，如表24·32. 同样把1—3月$\bar{T}_m$ 2级及3级的年份5月21—31日的降水日期也列成表，求出5月21—31日每天的雨日，再除以该级的年数，得到1—3月$\bar{T}_m$

表24·32 1—3月$\bar{T}_m$不同级别时5月下旬降水概率（有雨日期用0表示）

1级	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
1954	0	0	0			0	0				
1959											
1960						0	0				
1961							0				
1962			0			0					
1965			0								
和	1	1	3	0	0	3	3	0	0	0	0
概率	0.17	0.17	0.50	0.00	0.00	0.50	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00
2级	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
1955						0	0				0
1956	0		0	0					0		0
1958	0									0	0
1963			0	0							0
1964											
1966	0			0		0	0			0	
1967	0	0		0							
和	4	1	2	4	0	2	2	0	1	2	4
概率	0.57	0.14	0.29	0.57	0.00	0.29	0.29	0.00	0.14	0.29	0.57
3级	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
1951			0	0	0				0	0	0
1952		0	0		0	0		0	0	0	0
1953	0						0		0	0	0
1957										0	
1968			0		0						
1969			0	0		0	0	0		0	
1970	0		0	0						0	0
和	2	1	5	3	3	2	2	2	3	6	4
概率	0.29	0.14	0.71	0.43	0.43	0.29	0.29	0.29	0.43	0.86	0.57

为1级，2级，3级时的降水概率. 再把其余四个指标的3个级别降水概率也求出来，得到表24·33.

第四步就是根据表24·33求出1951—1970年历年5月下旬降水的组合概率. 所谓组合概率就是把5个指标在该年出现的级别所对应的降水概率逐日相加，表示在5个因子同时作用下降水的概率. 例如求1951年的组合概率，按表24·31, 1951年5个指标的级别为3, 2, 2, 2, 2, 从表24·33找到它们相对应的降水概率列为表24·34. 逐日求出概率的和再除以5，就得到1951年的组合概率. 同样求出其余19年的组合概率，得到表24·35.

是不是组合概率比较大就可以报雨呢？或者说组合概率大到多大才可以报雨呢？这

里同样存在一个判断的问题. 所以第五步就是求出报雨的判据. 表 24·3 中有 5 月下旬逐日的降水日数，从表 24·35 中逐日找出与降水日数相同的较大组合概率. 把这几个较大的组合概率中的最小的一个做为预报判据. 例如 21 日，降水日数为 7 天，就从表 24·35 的 21 日组合概率中顺序找到 7 个较大的值. 即 0.51, 0.49, 0.49, 0.49, 0.42, 0.41, 0.41. 其中最小的一个为 0.41，就把 0.41 做为判据，凡计算出来的组合概率超过了或等于这个判据，就可以报有雨. 同样求出其余十天的判据，列在表 24·35 中的倒数第二行.

这样选择判据就基本保证降水的次数与实际降水日数一样，但是年份不一定完全一

表 24·33　5 个指标各级相应的降水概率

指标		21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
1—3 月 $\bar{T}_m$	1	0.17	0.17	0.50	0.00	0.00	0.50	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00
	2	0.57	0.14	0.29	0.57	0.00	0.29	0.29	0.00	0.14	0.29	0.57
	3	0.29	0.14	0.71	0.43	0.43	0.29	0.29	0.29	0.43	0.86	0.57
2 月下旬—3 月上旬 R	1	0.67	0.17	0.67	0.67	0.00	0.50	0.50	0.17	0.17	0.50	0.33
	2	0.29	0.14	0.43	0.29	0.29	0.29	0.29	0.14	0.43	0.71	0.86
	3	0.14	0.14	0.43	0.14	0.14	0.29	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00
5 月中旬 $\bar{P}$	1	0.57	0.29	0.29	0.43	0.14	0.29	0.14	0.14	0.14	0.57	0.43
	2	0.33	0.00	0.33	0.33	0.17	0.17	0.50	0.00	0.50	0.50	0.50
	3	0.14	0.14	0.86	0.29	0.14	0.57	0.43	0.14	0.00	0.14	0.29
5 月中旬 $\bar{T}_m$	1	0.33	0.33	0.50	0.50	0.33	0.33	0.17	0.17	0.17	0.33	0.33
	2	0.14	0.14	0.43	0.14	0.14	0.29	0.43	0.00	0.14	0.29	0.29
	3	0.57	0.00	0.57	0.43	0.00	0.43	0.43	0.14	0.29	0.57	0.57
5 月中旬 e_{14}	1	0.43	0.29	0.57	0.57	0.14	0.29	0.14	0.29	0.14	0.57	0.57
	2	0.33	0.00	0.67	0.33	0.33	0.00	0.33	0.00	0.50	0.33	0.50
	3	0.29	0.14	0.29	0.14	0.00	0.71	0.57	0.00	0.00	0.29	0.14

表 24·34　1951 年 5 月下旬降水的组合概率

指标		21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
1—3 月 $\bar{T}_m$	3	0.29	0.14	0.71	0.43	0.43	0.29	0.29	0.29	0.43	0.86	0.57
2 月下旬—3 月上旬 R	2	0.29	0.14	0.43	0.29	0.29	0.29	0.29	0.14	0.43	0.71	0.86
5 月中旬 $\bar{P}$	2	0.33	0.00	0.33	0.33	0.17	0.17	0.50	0.00	0.50	0.50	0.50
5 月中旬 $\bar{T}_m$	2	0.14	0.14	0.43	0.14	0.14	0.29	0.43	0.00	0.14	0.29	0.29
5 月中旬 e_{14}	2	0.33	0.00	0.67	0.33	0.33	0.00	0.33	0.00	0.50	0.33	0.50
组合概率		0.28	0.08	0.51	0.30	0.27	0.21	0.37	0.09	0.40	0.54	0.54

表 24·35　1951—1970 年历年 5 月下旬降水组合概率

年＼日	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
1951	0.28	0.08	0.51	0.30	0.27	0.21	0.37	0.09	0.40	0.54	0.54
1952	0.38	0.24	0.50	0.44	0.27	0.30	0.21	0.21	0.26	0.68	0.55
1953	0.36	0.06	0.54	0.36	0.24	0.24	0.37	0.11	0.43	0.59	0.60
1954	0.28	0.15	0.55	0.25	0.06	0.51	0.49	0.06	0.06	0.24	0.21
1955	0.29	0.14	0.46	0.29	0.11	0.43	0.40	0.06	0.14	0.34	0.43
1956	0.49	0.06	0.51	0.47	0.10	0.28	0.41	0.06	0.32	0.44	0.49
1957	0.27	0.11	0.44	0.27	0.21	0.35	0.42	0.09	0.30	0.53	0.47
1958	0.49	0.17	0.43	0.46	0.11	0.32	0.26	0.14	0.23	0.54	0.60
1959	0.37	0.18	0.44	0.28	0.06	0.46	0.43	0.06	0.09	0.33	0.24
1960	0.30	0.09	0.42	0.21	0.06	0.42	0.46	0.03	0.16	0.27	0.24
1961	0.22	0.09	0.47	0.19	0.16	0.25	0.41	0.00	0.23	0.22	0.26
1962	0.26	0.12	0.53	0.20	0.06	0.50	0.44	0.06	0.06	0.20	0.20
1963	0.35	0.21	0.53	0.44	0.18	0.35	0.26	0.15	0.18	0.41	0.52
1964	0.41	0.24	0.42	0.44	0.15	0.30	0.21	0.12	0.12	0.35	0.38
1965	0.18	0.12	0.58	0.18	0.15	0.33	0.40	0.03	0.13	0.13	0.22
1966	0.49	0.21	0.41	0.46	0.09	0.42	0.33	0.10	0.12	0.40	0.36
1967	0.41	0.24	0.42	0.44	0.15	0.30	0.21	0.12	0.12	0.35	0.38
1968	0.25	0.15	0.63	0.34	0.27	0.30	0.30	0.12	0.22	0.33	0.34
1969	0.42	0.15	0.68	0.48	0.14	0.42	0.36	0.21	0.21	0.53	0.47
1970	0.51	0.18	0.56	0.51	0.14	0.36	0.30	0.21	0.23	0.61	0.49
判　据	0.41	0.24	0.51	0.44	0.27	0.42	0.41	0.21	0.30	0.44	0.47
多报雨日	2	1	1	3	0	1	4	1	1	1	2
漏报雨日	2	1	1	1	0	1	4	0	1	1	1
气候概率	0.35	0.15	0.50	0.35	0.15	0.35	0.35	0.10	0.20	0.40	0.40
多报雨日	5	8	1	4	7	4	6	8	6	2	2
漏报雨日	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0
1971	0.37	0.15	0.54	0.43	0.17	0.31	0.37	0.15	0.28	0.54	0.45
实　况		*T*	5.0			*T*	2.2				

样. 例如 21 日有雨的是 1953, 1954, 1956, 1958, 1966, 1967, 1970 年 (表 24·3), 而组合概率超过 0.41 的是 1956, 1958, 1964,1966, 1967, 1969, 1970 年. 即 1953,1954 年有雨没有报, 同时 1964, 1969 年无雨又报有雨. 在过去20年中的 5 月 21 日,按这个判据检查报对 16 年,报错 4 年. 逐日检查 5 月下旬11天的判据,共报错 30 次,有 13 次有雨没有报, 又有 17 次无雨报有雨, 准确率是 86%, 这个比例不算小. 但是其中有些天准确率较差,例如 27 日, 20 年中就报错 8 次, 而且这个日期有好几次较大的降水. 所以用这 5 个指标来预报这一旬的降水一般还可以, 但是对报 27 日的降水准确率较差, 说明这 5 个指标与 27 日降水的关系不大,应该再找一些指标,特别是找能报 27 日降水的指标.

如果不用上面所讲的判据, 而用气候平均来做判据, 例如 21 日 20 年中共有 7 次降水,降水概率为 7/20 = 0.35, 如果超过了气候概率 0.35 就报雨的话, 21 日就有 11 天要报雨. 不但多报 5 次,还漏 1 次,共错 6 次. 把 5 月下旬逐日均按气候概率做判据要多报有雨 53 次,还要漏报雨 4 次,共错 57 次,即预报准确率为 74%, 所以,如果从准确率讲用

前一个判据比较好. 但是如果希望少漏报降水过程，则可采用气候概率做判据. 但是这样就要多报许多次降水.

判据决定了，最后一步就是预报，例如做1971年5月下旬降水过程预报，按表26·31，1971年5个指标的级别，求出1971年的组合概率，列在表36·35的最后一行，与逐日的判据比较，可见23日与30日应该各有一次降水过程. 实况表明，23日这次过程是报对了，但旬末一次报得不对，而27日一次过程未报出.

第六节 周 期 分 析

一、原 理

气象要素的变化经常看起来像一种波动，所以有时也把气象要素随时间的变化做为波动来处理，分解成几个正弦波，找到其振幅及初位相，用以预报. 这里介绍一种用周期图求周期的方法.

例如有一个温度序列 T_n，n 从0到N即 T_0, T_1, T_2, T_3, $T_4 \cdots T_N$，每一个代表一个温度观测值，如果 T_n 可以视为两种以上的正弦波组成，则普遍式为

$$T_n = A_1 \sin\left(n\frac{2\pi}{L_1} + \theta_1\right) + A_2 \sin\left(n\frac{2\pi}{L_2} + \theta_2\right) + \cdots$$

第一项 $n = 0$ $T_0 = A_1 \sin\theta_1 + A_2 \sin\theta_2 + \cdots$

第二项 $n = 1$ $T_1 = A_1 \sin\left(\frac{2\pi}{L_1} + \theta_1\right) + A_2 \sin\left(\frac{2\pi}{L_2} + \theta_2\right) + \cdots$

第三项 $n = 2$ $T_2 = A_1 \sin\left(2 \times \frac{2\pi}{L_1} + \theta_1\right) + A_2 \sin\left(2 \times \frac{2\pi}{L_2} + \theta_2\right) + \cdots$

依此类推. 式中 L_1, L_2 等为周期长度. A_1, $A_2 \cdots$为各周期振幅，θ_1, $\theta_2 \cdots$为各周期的初位相. 只要知道了周期长度，根据过去的资料求出 A_1, θ_1, A_2, θ_2 等，就可以外推，预报未来的变化.

例如只有一种波动时，$T_n = A \sin\left(n\frac{2\pi}{L} + \theta\right)$. 温度的变化为一正弦波如图24·13.

假定周期长度为40天，每5天取一个温度值，$L = \frac{40\text{天}}{5\text{天}} = 8$. $n = 0$ 时，$T_0 = A\sin 0°$，$\sin 0° = 0$，$T_0 = 0$. 当 $n = 1$ 时，$T_1 = A_1 \sin 45°$，$\sin 45° = 0.707$，$T_1 = 7.1$℃，同理 $n = 2$ 时，$T_2 = A\sin 90°$，$\sin 90° = 1$，所以 $T_2 = 10$℃，依此类推，$T_3 = 7.1$℃，$T_4 = 0$，$T_5 = -7.1$℃$\cdots$.

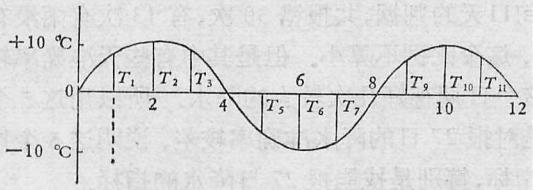


图24·13 温度周期性变化示意图
（横坐标为时间，纵坐标为温度距平）

因为我们的资料是从需要计算的一天算起，在计算之前也不知道资料的第一天是不是周期的开始，所以一般初位相不等于0. 例如如果取资料不是象上面的例子那样从0℃开始，而是第一个用7.1℃，那么画出图来就从图26·14的虚线开始，这时 T_0 不等于0，因为这时 $\theta \neq 0$，$\theta = 45°$，这样 T_0 就不是 $A\sin 0°$ 而是

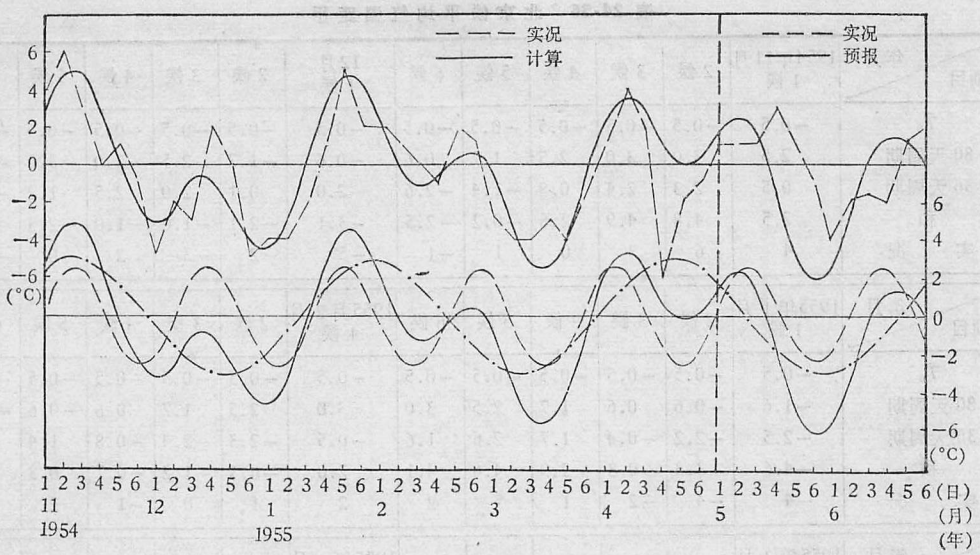


图 24·14　1954 年 11 月—1956 年 6 月北京候平均气温距平
(断线为36天周期,点断线为80天周期,实线为36天周期+80天周期)

$A\sin\ (0° + 45°)$, T_1 为 $A\sin\ (45° + 45°)\cdots$. 所以我们的序列的第一个值相当于一个正弦波的那一个部位,初位相就是多少. 在 45° 处, 初位相即为 45°. 如果在上边的例子中从10℃开始取资料,那么 $\theta = 90°$.

显然, 如果知道了波长 L, 振幅 A, 初位相 θ, 只要顺序往下排就可以预报了. 如图 24·13 中 T_9 与 T_1 一样, T_{10} 与 T_2 一样……. 所以, 现在的问题就是如何求出 L, A 及 θ.

具体计算时,求 A 与 θ 可以化为求 a 与 b, 然后由 a 与 b 求 A 与 θ.

因为任何 $A\sin\left(n\frac{2\pi}{L} + \theta\right)$ 均可用三角公式化为

$$A\sin\left(n\frac{2\pi}{L} + \theta\right) = A\sin\theta\cos\ n\frac{2\pi}{L} + A\cos\theta\cdot\sin n\frac{2\pi}{L}$$

$$= a\cos n\frac{2\pi}{L} + b\sin n\frac{2\pi}{L},$$

其中, $a = A\sin\theta$. $b = A\cos\theta$, 显然 $A = \sqrt{a^2 + b^2}$, $\tan\theta = \frac{a}{b}$, 或 $\theta = \tan^{-1}\frac{a}{b}$.

用统计方法求 a, b 的公式如下:

$$a = \frac{2}{L}\sum_{n=0}^{L-1} T_n\cos n\frac{2\pi}{L},$$

$$b = \frac{2}{L}\sum_{n=0}^{L-1} T_n\sin n\frac{2\pi}{L}.$$

现在用北京候平均温度为例, 说明计算方法. 表 24·36 最后一行是 1954—1955 年冬半年 6 个月的候平均温度距平.

表 24·36　北京候平均气温距平

项目＼年月	1954年11月1候	2候	3候	4候	5候	6候	12月1候	2候	3候	4候	5候	6候
$\bar{T}_0$	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5
80天周期	2.5	3.0	3.0	2.5	1.7	0.6	−0.6	−1.7	−2.5	−3.0	−3.0	−2.5
36天周期	0.5	2.3	2.4	0.8	−1.4	−2.6	−2.0	0.1	2.0	2.5	1.2	−1.0
和	2.5	4.8	4.9	2.8	−0.2	−2.5	−3.1	−2.1	−1.0	−1.0	−2.3	−4.0
实　况	4	6	3	0	1	−1	−5	−2	−3	2	0	−5

项目＼年月	1955年1月1候	2候	3候	4候	5候	6候	1955月2月1候	2候	3候	4候	5候	6候
$\bar{T}_0$	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5
80天周期	−1.6	−0.6	0.6	1.7	2.5	3.0	3.0	2.5	1.7	0.6	−0.6	−1.7
36天周期	−2.5	−2.2	−0.4	1.7	2.6	1.6	−0.5	−2.3	−2.4	−0.8	1.4	2.6
和	−4.6	−3.3	−0.3	2.9	4.6	4.1	2.0	−0.3	−1.2	−0.7	0.3	0.4
实　况	−4	−4	−2	1	5	2	2	1	0	−1	2	1

项目＼年月	1955年3月1候	2候	3候	4候	5候	6候	1955年4月1候	2候	3候	4候	5候	6候
$\bar{T}_0$	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5
80天周期	−2.5	−3.0	−3.0	−2.5	−1.6	−0.6	0.6	1.7	2.5	3.0	3.0	2.5
36天周期	2.0	−0.1	−2.0	−2.5	−1.2	1.0	2.5	2.2	0.4	−1.7	−2.6	−1.6
和	−1.0	−3.6	−5.5	−5.5	−3.3	−0.1	2.6	3.4	2.4	0.8	−0.1	0.4
实　况	−3	−4	−4	−3	−4	−1	1	4	2	−6	−2	−1

项目＼年月	1955年5月1候	2候	3候	4候	5候	6候	1955年6月1候	2候	3候	4候	5候	6候
$\bar{T}_0$	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5	−0.5
80天周期	1.7	0.6	−0.6	−1.7	−2.5	−3.0	−3.0	−2.5	−1.6	0.6	0.6	1.7
36天周期	0.5	2.3	2.4	0.8	−1.4	−2.6	−2.0	0.1	2.0	2.5	1.2	−1.0
和	1.7	2.4	1.3	−1.4	−4.4	−6.1	−5.5	−2.9	−0.1	1.4	1.3	0.2
实　况	1	1	3	1	−1	−4	−2	2	0	−2	1	2

二、周　期　图

现在问题是要确定周期长度，有了周期长度 L，就可以按上面的公式求出这个周期的振幅及初位相．至于这个序列的周期长度，只有通过实验才能确定．一般可以用周期图的方法解决这个问题．

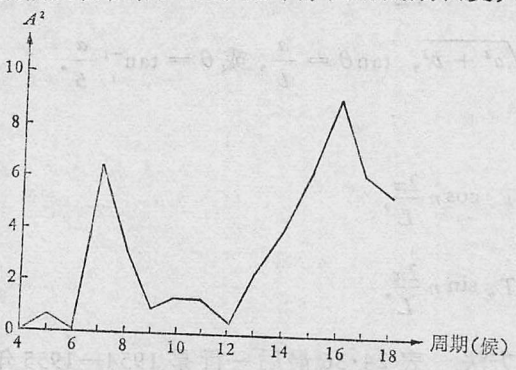


图 24·15　周　期　图

可以先假设一些周期长度，然后分别计算其振幅．显然振幅比较大的就是要求的周期．图 24·14 是温度距平曲线，可以看出，周期大约是几十天．所以我们就求周期长度自 20 天(4 候)到 90 天(18 候)的振幅，得到图 24·15 及表 24·37．显然可以看出 35 天(7 候)及 80 天(16 候)的周期最明显．初步可以把这段时间候平均温度距平的变化看做是这两种周期组成的．

表 24·37　各周期振幅平方值（A^2）

周期长度(候)	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
振　幅　A^2	0.09	0.62	0.00	6.38	3.02	0.88	1.24	1.21	0.45	2.37	4.09	6.27	9.04	6.29	5.41

为了说明计算过程，我们举 7 候的周期为例．首先把气温距平的序列按周期长度排列，求出平均值，对于 35 天周期，每 5 天一个值（因为两个候平均温度之间的距离是 5 天），这样 7 个值就是一个周期，所以从第 8 个值开始又是一个周期，另排一行．从第 15 值开始再排一行．36 个候平均温度距平共排 5 行．最后 1 个舍去不用，如表 24·38．然

表 24·38　35 天（7 候）周期

周期 \ n 次序	0	1	2	3	4	5	6
1	4	6	3	0	1	−1	−5
2	−2	−3	2	0	−5	−4	−4
3	−2	1	5	2	2	1	0
4	−1	2	1	−3	−4	−4	−3
5	−4	−1	1	4	2	−6	−2
平　均	−1.0	1.0	2.4	0.6	−0.8	−2.8	−2.8

后按前面的式子乘以相应的 $\cos n\frac{2\pi}{L}$ 及 $\sin n\frac{2\pi}{L}$．表 24·39 给出 20—40 天（4—8 候）周期的这些三角函数值．20 天周期 $L=4$，n 从 0 开始，到 $n=L-1$．$L=4$，n 就是 3，$L=8$，n 就是 7．这样对每个 L 及相应的 n 都可以求出所要三角函数值．以 35 天周期为例，$L=7$，$n=1$，$\cos 1\ \frac{360^\circ}{7}=\cos 51^\circ=0.63$，又如 $n=2$，$\sin 2\frac{360^\circ}{7}=\sin 102^\circ=0.98$．把表 26·39 中 $L=7$ 的三角函数，乘表 24·38 中的平均气温距平，得到 $a=-0.53$，$b=2.47$，$A^2=6.38$．

虽然从周期图上可以定出两个主要周期，同样还是存在判断这些周期是否能代表要素的变化的问题．因为各种周期的 A^2 总有比较大一点的，小一点的．但是究竟多大，才能认为这种周期确实存在？统计学上有一个判据：

$$A^2>\frac{4\sigma^2\ln(20n)}{N},$$

这是信度 5% 的最低要求，其中 n 为试验周期的次数，N 为序列总数，σ^2 为序列的均方差．按第一节二中的计算方法算出 $\sigma^2=9.09$ 自 20 天到 90 天共 15 种周期，故 $n=15$，算出 $\frac{4\sigma^2\ln(20n)}{N}=5.76$，与表 24·35 比较，80 天周期振幅远远超过此值．甚至 35 天周期的 A^2 也超过此值，所以这两种周期都是存在的．

三、求精确周期

上面我们找到了主要周期，但是这周期长度只能说是近似的，因为它是假设的，例如 35 天周期．36 天或 34 天有无可能？实际是可能的．只要看一看一个序列中这种周期初位相的变化，就可以知道假定的周期是比真正的周期长或者短了．因为假设有一个周

表 24·39　20—40 天（4—8 候）周期 $\cos n\frac{2\pi}{L}$ 与 $\sin n\frac{2\pi}{L}$

L	n	0	1	2	3	4	5	6	7
4	$\cos n\frac{2\pi}{L}$	1.00	0	−1.00	0				
	$\sin n\frac{2\pi}{L}$	0	1.00	0	−1.00				
5	$\cos n\frac{2\pi}{L}$	1.00	0.31	−0.18	−0.81	0.31			
	$\sin n\frac{2\pi}{L}$	0	0.96	0.59	−0.58	−0.95			
6	$\cos n\frac{2\pi}{L}$	1.00	0.50	−0.50	−1.00	−0.50	0.50		
	$\sin n\frac{2\pi}{L}$	0	0.87	0.87	0	−0.87	−0.87		
7	$\cos n\frac{2\pi}{L}$	1.00	0.63	−0.22	−0.90	−0.90	−0.22	0.63	
	$\sin n\frac{2\pi}{L}$	0	0.78	0.98	0.43	−0.43	−0.98	−0.78	
8	$\cos n\frac{2\pi}{L}$	1.00	0.71	0	−0.71	−1.00	−0.71	0	0.71
	$\sin n\frac{2\pi}{L}$	0	0.71	1.00	0.71	0	−0.71	−1.00	−0.71

期性变化序列如图 24·16，初位相 45°，如果假设周期与真正周期一样长，那么，以后每一个周期的初位相都是 45°，但是如果假设周期比真正周期长，第一个周期初位相是 45°，如图，第二个周期初位相就是 90°，第三个周期就是 135°了．如果假设的周期比真正周期短，那么，初位相就会逐渐减小，第一个周期为 45°，第二个周期为 0°(360°)，第三个周期为 315°，第四个周期为 270°．我们知道过了 n 个周期，初位相又回到开始的初位相，就是相差整整一个周期，这样，就能求出真正周期．假设周期的长度为 L、真正周期的长度为 L_0，过了 P 个周期，初位相又回到开始的初位相，则当假设周期比真正周期长时，

$$L \times P = L_0(P+1),$$

$$L_0 = L\frac{P}{P+1} = \frac{L}{1+\frac{1}{P}}.$$

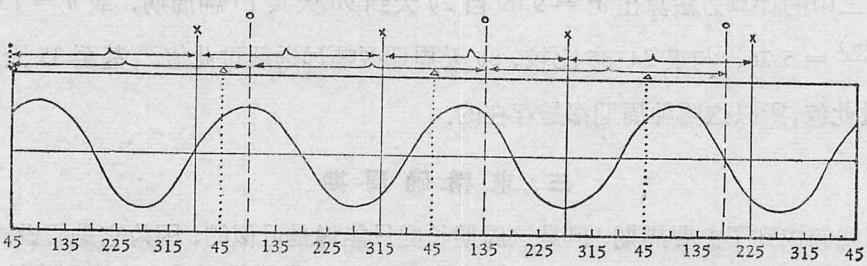


图 24·16　假定周期与真正周期之间的关系
（三角为真正周期，圆圈为假设周期过长，叉号为假设周期过短）

令每个周期产生的位相差为 B，显然 $P \times B = 360°$

$$\frac{1}{P} = \frac{B}{360°},$$

所以 $L_0 = L \Big/ 1 + \frac{B}{360°}$.

有了 L，求出 B 就可以找到真正周期的长度（当假设周期长度比真正周期长度短时，B 为负值）. 但是因为在实际情况下有不少其他因子的影响，因此为了求出比较好的 B，经常把 n 个周期初位相用最小二乘法求出经验直线. 例如用 35 天周期求真正周期，把表 24·38 中的每一行乘以表 24·39 中 $L = 7$ 一行的三角函数值，求出每一个周期的 a, b（表 24·40），并求出 θ，用周期顺序数与 θ 做成一个图（图 24·17），按最小二乘法求出回归直

表 24·40　35 天周期初位相

周期	a	b	θ	θ
1	0.94	3.45	15°	15°
2	−0.42	2.52	350°	−10°
3	−1.79	1.34	307°	−53°
4	1.52	2.63	30°	30°
5	−2.91	2.43	312°	−48°

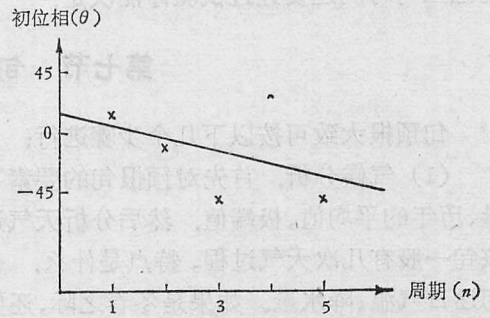


图 24·17　35 天周期初位相的变化

线，$y = Bx + A$. 这里，y 即初位相 θ，x 为周期顺序数，按统计原理：

$$B = \frac{n\Sigma xy - \Sigma x \Sigma y}{n\Sigma x^2 - (\Sigma x)^2},$$

$$A = \frac{\Sigma y \Sigma x^2 - \Sigma x \Sigma xy}{n\Sigma x^2 - (\Sigma x)^2}.$$

式中 n 为次数，现在 $n = 5$，因为只有 5 个周期. 这个式子与第五节二、一样，只不过那里用了距平，所以简化了，这里是普遍的式子.

用表 24·40 中的 θ 与 n 求出

$$\theta = -8.6n + 12.6,$$

−8.6 为直线的斜率，显然就是我们要求的位相差 B，把 B 代入公式求真正周期长度

$$L_0 = \frac{35}{1 + \frac{-8.6}{360}} = \frac{35}{1 - 0.024} = \frac{35}{0.976} = 35.9 \doteq 36 \text{ 天},$$

即真正周期约为 36 天.

四、预　　报

周期的长度确定了，按照周期排下去，就可以做出预报了. 上面讨论的是序列的周期项，整个序列还有一个常数项 $\bar{T}_0$，把 6 个月气温距平平均为 −0.5℃，因此除了周期项之外，假定将来这个常数项也不变，把预报的每天也加上一个 −0.5℃. 然后利用求出的 36 天与 80 天的 a，b，排出 36 天周期与 80 天周期的温度值. 计算 36 天周期温度变化时，需

要重新求出 36 天周期的 a, b. 所以 $\cos n\frac{2\pi}{L}$, $\sin n\frac{2\pi}{L}$ 就不能用表 24·37 中的值了,而要用 $L=7.2$, 重新计算. 这些排出的值列在表 24·36 中,并画出曲线(见图 24·14).

首先比较前 6 个月计算值与实况,发现还是比较一致的. 这可以用相关系数来表示. 计算值与实况的相关系数为 0.79. 说明用这两种周期来描述温度的变化基本上是可以的. 但是比较重要的还是预报. 往往有一些预报方法在分析时看起来还可以,但是预报应用效果就不好了. 现在把预报的两个月即 1955 年 5 月及 6 月(这两个月资料在分析周期时没有用)的温度距平与实况比较(图 24·14),发现效果还相当好,特别是 5 月末到 6 月初的一次较大降温能够预报出来. 这两个月预报与实况的相关系数也达到 0.55,说明至少在一定程度上是成功的. 当然这只是一个例子. 这种方法究竟有多大的效果、适用的范围与时间还要经过试验才能决定.

第七节 旬 预 报

旬预报大致可按以下几个步骤进行:

(1) 气候分析. 首先对预报旬的要素平均值进行分析,找出旬平均气温,旬总降水量,历年的平均值,极端值. 然后分析天气过程,利用温湿压曲线及时间剖面图,看看历年该旬一般有几次天气过程,特点是什么. 也可以分析一下有几种情况. 最后再看一下该旬逐日气温、降水量. 如果是冬春之际,还要看最低温度,如果在夏季,要看最高温度极端值多大,出现在什么时间. 例如降水,要分析该旬大雨、中雨、小雨的频率. 进行了这些分析对所要预报的旬的天气就有一个概括的认识了.

(2) 预报旬总量. 用点聚图的方法,根据前期因子,报出旬总降水量、旬平均温度或旬平均最低(高)温度、旬雨日等. 这样对旬的总情况就有一个估计了. 这时要注意找相似,例如点聚图上预报点子所在之处,附近是那几年. 但是相似年还需要根据过程分析来选定.

(3) 预报旬内天气过程. 首先可以根据韵律与阴阳历迭加法确定旬内主要天气出现的时间. 如果进行了周期分析与多因子相关的预报,也可以考虑. 综合几种方法,报出旬内的天气过程.

(4) 找相似. 分析历年要预报的前一旬的天气过程,看看大致可以分为几类,然后再看每一类后期,即要预报的旬的天气过程特点有什么共同之处. 根据当年前一旬的天气过程特点,确定今年属于那一类. 再看上面各种方法综合的预报结果与根据相似推测的特点有什么一致与不一致之处,利用相似年进一步修改预报.

关于旬预报群众还有很丰富的经验,需要认真学习,对于一些专门的预报项目,如台风登陆日期、雷暴强度、日期,还要做单独的分析. 另外,对不同的预报方法要区别对待,注意其特点. 例如点聚图用上旬报下旬,温度经常是一个指标,但在季节转变时往往不好用. 找相似时要注意抓住主要矛盾,冬季主要看最低气温达到多低,有无大风等,而夏季则主要看降水过程.

同时旬预报要注意与短期预报及月预报的衔接问题. 这里谈的主要是应用单站资料进行旬预报的方法. 如果考虑了天气过程,往往中期形势预报对下一旬的天气预报也有帮助.

第二十五章　月平均环流及月预报

第一节　月平均环流的特点

一、月平均环流的性质

当做短期天气预报时，只要求报出24—48小时天气．如果用天气图来预报，一般只考虑一个天气过程就够了．例如冷锋已进入西伯利亚及蒙古人民共和国，做我国北方短期天气预报，主要是预报这个冷锋及锋后的冷高压或者还有锋面气旋．但是如果做旬预报就必须预报两个到三个天气过程．做月预报，就必须考虑更长时期的环流的变化．每一个冷高压活动，从其发生、发展到消亡，最多不过5—7天，一个气旋活动，一般约3—5天，如果以一个比较强大的气压系统活动算做一个天气过程的话，一个天气过程大约是5天左右的居多，这样一个天气过程，反映在高空图上，往往是一个槽或脊的发展．一个月内会包括5—7个或更多一些这样的天气过程，因此，做中、长期预报就需要研究这许许多多的天气过程的综合特征，研究一个天气过程是如何转变到下个天气过程，以及这一段时间几个天气过程是如何转到下一段时间的一些天气过程的．

天气过程之间有什么联系呢？这里举两个例子．第一，在第十七章中讲到指数循环，有的时期环流经向度大，有的时期纬向环流占优势．这两者经常有规律的交替，并有密切关系．表25·1给出纬向环流过程及其后的经向环流过程之间的关系．如果纬向环流阶

表25·1　经向环流过程次数（M）与纬向环流过程次数（Z）的关系（%）

Z \ M	1	2	3	4	5	6	次数
1	5	48	47	0	0	0	303
2	0	18	43	37	2	0	127
3	0	3	42	25	18	12	18

段只包括一个天气过程，以后的经向环流阶段大部分（95%）包括2—3个天气过程．如果纬向环流阶段长了，包括两个天气过程，那末，其后的经向环流阶段大部分（80%）包括3—4个天气过程．如果连续三个天气过程均为纬向环流，那末其后的经向环流阶段也更长一些，有30%能包括5—6个天气过程．又如表25·2给出纬向环流阶段的纬向环流指数（用行星锋带算出）与其后经向环流阶段长度的关系．纬向环流愈强则其后的经向环流阶段时间愈长．这就是说，经向环流阶段的长短与前期的纬向环流阶段的特征有密切关系．

表25·2　纬向环流强度与其后经向环流阶段长度的关系

纬向环流指数	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	1.2
经向环流长度(天)	9	11	11	14	16	18	20	22	26

第二，同一季节内天气过程经常有持续性．例如冷空气活动，经常在一个月内或相当长一段时间内某一种路径占优势．如1958年1月4次比较强的冷空气活动均为西北路径（图25·1）．而1958年的12月则6次明显的冷空气活动都是西方类（图25·2）．有时这种持续性能维持2—3个月．

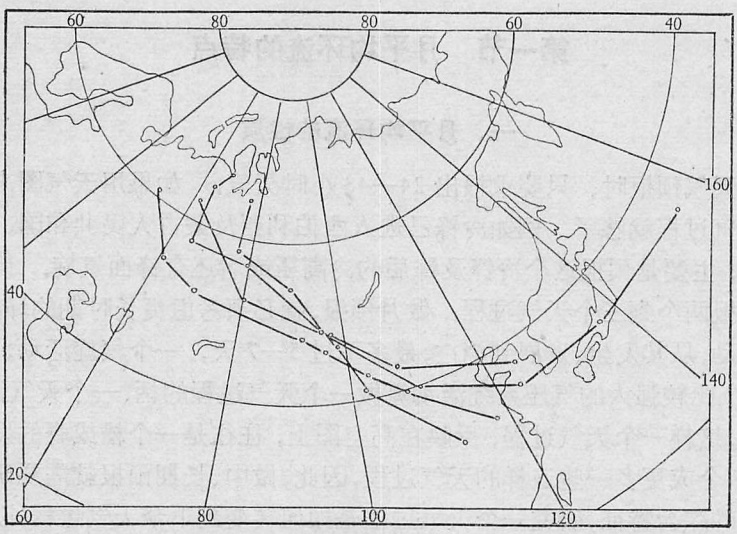


图25·1　1958年1月冷高压活动路径

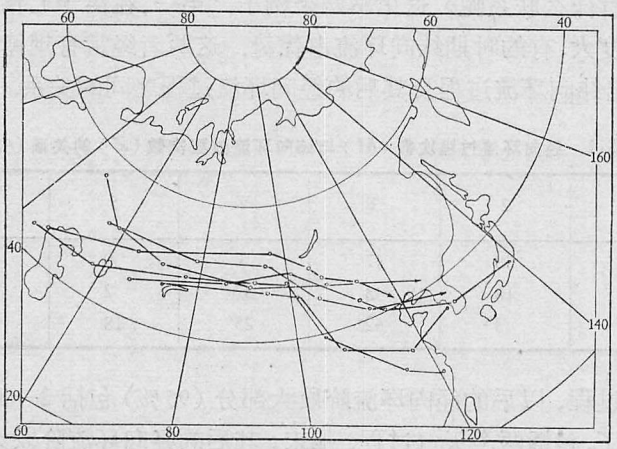


图25·2　1958年12月冷高压活动路径

通过这两个例子可以看出，一个一个的天气过程之间是有密切联系的，这就是中长期天气过程．显然中长期预报应该以研究中长期天气过程为基础．而所应用的分析方法也需要能更好的反映出这些过程．

分析中长期天气过程的方法，概括的讲可以分为三种．一种是综合图，一种是环流型，一种是平均图．综合图是把一段时间的高低压中心，槽脊位置描在一张图上，做成综合动态图，这种图反映过程内高低压的移动比较好，但是不便于定量的表示，也不能用一两个指标来表述总的环流特征．环流型能反映出一定地区的环流特点，用每个月内各型环流日数承继关系也能反映环流的变化过程．但是反映环流强度不够，分型本身不易

客观化，分型过多不便应用，分型少却只能粗略反映环流特点．平均图是把地面图或500毫巴图逐点平均．做出候平均、旬平均，以及月平均．这种方法便于定量表示环流特征．但是反映不出这段时间内的过程．所以在预报工作中经常是三种方法同时应用．或者是用不同时间平均图，例如做月预报时，为了预报月内的过程则应用候平均图．

候平均基本上是对一个过程进行平均．一般有两种情况．如果这个过程是移动性的槽脊，那末平均图的环流形势就比较平．假如槽脊比较发展而稳定，平均图的环流经向度也比较大．举两个例子．图25·3是1970年3月31日—4月4日5天北纬60°上东经30°—120°的高度廓线．图中明显的看出来一个槽东移，平均曲线却看不出多少槽脊．图25·4是同年4月5日—9日，同一地区的高度廓线．显然5天之内在乌拉尔山(东经60°)附近一直维持一个脊，所以平均图上的脊也很强．这两段时间的均方差最能说明环流的稳定性．把5天内每一天对5天平均求距平(每个经度分别做)，然后对东经30°—120°每隔10°经度的点的距平分前5天与后5天分别求均方差（每天10个点，5天共50个值)．前5天的均方差$\sigma = 12.46$位势什米，而后5天的均方差$\sigma = 6.73$位势什米．相差约为1倍．

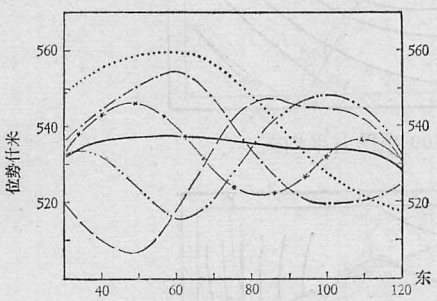


图25·3　1970年3月31日—4月4日
北纬60°上500毫巴高度

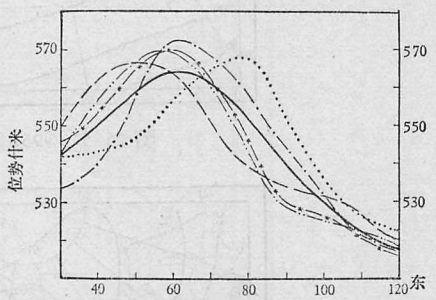


图25·4　1970年4月5日—9日
北纬60°上500毫巴高度

所以候平均图往往是反映一个天气过程的稳定性．但是平均图上的槽脊除了表示在那里有一个比较稳定的槽脊外，有时还表明虽然是移动性的槽脊，但是移动到那里时深度或强度总是大一些．例如平均图上亚洲大陆东岸经常有一个槽，这是因为每日天气图上的槽经常在大陆东岸比较深的缘故．

知道了候平均图的特点，月平均图也就不难理解了．一个月有6个候，大约总有5—7次天气过程．所以月平均图经常是反映出那一种过程占优势．当然每一张候平均图并不一定代表一次天气过程．因为一次天气过程的长度可能不恰好是5天．另外，如果用固定日期求候平均，可能并不恰好与一次过程的时间一致．例如上面的例子，一个槽自西向东移，把1970年3月31日—4月4日平均，得到纬向环流．如果是按每个月1—5日平均，那末取4月1日—5日平均，显然纬向环流就不如用3月31日—4月4日清楚了．但是为了方便，在日常预报工作中还是应用固定时期的候平均图．每个月6个候，一年共72候．凡每月31日时最后用6天平均．月平均图也有类似问题，有时一个月前几个候是纬向环流占优势，但后几个候经向环流占优势．不过也是为了应用方便，大家还是做固定月的平均图．实际上，月平均图还是经常能够反映出总的环流特点．例如图25·1中所举1958年1月的例子．这个月500毫巴月平均图也明显的显示出乌拉尔山一带有一

个脊(图 25·5)，东亚大槽由于一次一次的高空槽在东岸加深而表现很突出．亚洲的锋区是西北—东南向的．图 25·6 给出另一个月(1958 年 12月)的情况．这个月是西方类冷空气活动占优势，月平均环流则表现很平，锋区基本上是东西向的，低中心在西伯利亚北部，而不象 1958 年 1 月那样在大陆东岸．所以可以说，月平均环流是反映了这个月内占优势的天气过程的总的特征．如果能够把握这个总的特征的演变规律，长期天气预报就有了一个基本线索．

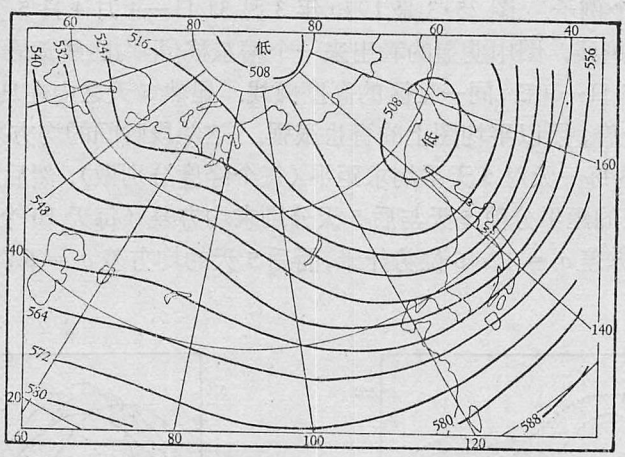


图 25·5　1958 年 1 月 500 毫巴月平均图

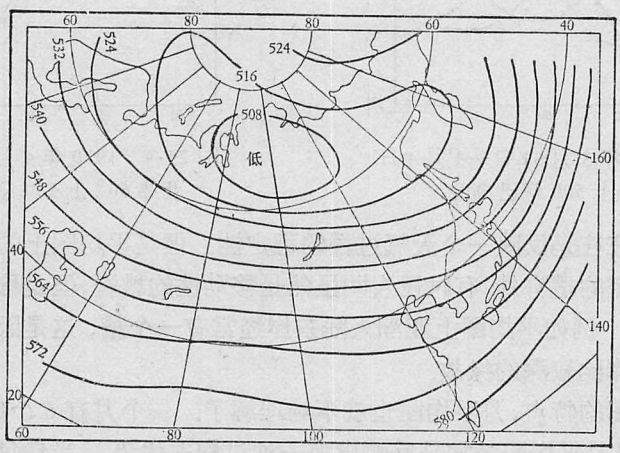


图 25·6　1958 年 12 月 500 毫巴月平均图

二、月平均环流特征的分析方法

在讨论分析方法之前还要决定一下分析的范围．上面已经谈到，长期预报所要考虑的不是单个的天气过程．从运动尺度来讲，长期预报的对象不是行星波，而是超长波．在做月平均图时已经基本上把行星波过滤了．超长波的尺度在 1 万到 2 万公里，所以从这点来看，分析的范围也不能太窄．这也是与日常的长期预报经验符合的．例如，我们都知道乌拉尔山的脊与我国天气有密切关系，但是这个脊是否长期维持，或者说阻塞活动经常出现在乌拉尔山与否又是同上游大西洋的环流有关系的．据现在研究，洋面对大

气环流的反馈作用对长期天气预报是非常重要的课题. 因此，做我国的长期天气预报只考虑欧亚范围的环流是不够的. 所以我们把研究范围定为北半球.

分析月平均环流主要采用 500 毫巴图. 因为海平面气压平均图虽然资料时间较长，但是 500 毫巴图能更好的把现代的一些理论结合起来，它与气象要素的联系也比较好. 所以现在台站比较多的应用 500 毫巴月平均图. 当然，这不是说不能应用海平面气压平均图，有些情况下也能得到一定的结果.

500 毫巴月平均图上的任何一点高度 H，可以看成两部分组成：

$$H = H_Z + H',$$

H_Z 是该点所在纬圈平均值，H' 为对该纬圈平均的偏差. 不同纬度的 H_Z 联结起来就组成高度廓线. 因为纬圈之间高度差，与纬圈平均西风强度成比例，所以高度廓线代表平均西风随纬度的分布.

另外，可以把 H' 看成一系列的波组成. 每隔 10 个经度取 1 个点，一个纬圈共 36 个点，把这 36 个点 H'_0, H'_1, H'_2, H'_3 …… H'_{35} 进行谐波分析，就可以看出那一种波占优势. 谐波分析的方法与上一章讲的周期分析相类似，不过波长是固定的. 就是固定这 36 个点内有一个波，二个波，三个波，四个波，……即波长 360° 经度，180° 经度，120° 经度，90° 经度的波……. 只考虑超长波，故只取前四个波. 用上一章讲的方法就可以求出每一种波的振幅及初位相，只不过上一章讲的是对一个时间序列进行分析，而现在是对一个空间序列进行分析. 例如第 1 波波长 360° 经度：

$$a_1 = \frac{2}{36}\sum_{n=0}^{35} H'_n \cos n\frac{2\pi}{L} = \frac{2}{36}\sum_{n=0}^{35} H'_n \cos n \cdot 10°,$$

$$b_1 = \frac{2}{36}\sum_{n=0}^{35} H'_n \sin n\frac{2\pi}{L} = \frac{2}{36}\sum_{n=0}^{35} H'_n \sin n \cdot 10°.$$

每隔 10° 经度取一个点，波长 360°，所以 $L = 36$, $\frac{2\pi}{L} = 10°$.

同理，第 2 波，波长 180° 经度：

$$a_2 = \frac{2}{36}\sum_{n=0}^{35} H'_n \cos n\frac{2\pi}{L} = \frac{2}{36}\sum_{n=0}^{35} H'_n \cos n \cdot 20°,$$

$$b_2 = \frac{2}{36}\sum_{n=0}^{35} H'_n \sin n\frac{2\pi}{L} = \frac{2}{36}\sum_{n=0}^{35} H'_n \sin n \cdot 20°.$$

第 3 波，波长 120° 经度：

$$a_3 = \frac{2}{36}\sum_{n=0}^{35} H'_n \cos n \cdot 30°,$$

$$b_3 = \frac{2}{36}\sum_{n=0}^{35} H'_n \sin n \cdot 30°.$$

第 4 波，波长 90° 经度：

$$a_4 = \frac{2}{36}\sum_{n=0}^{35} H'_n \cos n \cdot 40°,$$

$$b_4 = \frac{2}{36}\sum_{n=0}^{35} H'_n \sin n \cdot 40°.$$

对于四个波，同样都有 $a^2+b^2=A^2$，$\frac{a}{b}=\tan\theta$．把对纬圈的偏差 H' 逐个乘以相应三角函数求和除以 18，就算出该纬圈四个波的振幅与初位相．写做 A_1，A_2，A_3，A_4，θ_1，θ_2，θ_3，θ_4．

按统计学公式，谐波分析的均方差

$$\mu^2=\frac{1}{2}\sum_{n=1}^{m}A_n^2,$$

就是如果有一个序列，完全是由 m 个谐波组成，那末，各谐波合起来的序列的均方差为振幅平方和的一半．现在分析到第 4 波，前四个波的均方差

$$\mu^4=\frac{1}{2}\sum_{n=1}^{4}A_n^2,$$

而 H' 的均方差显然是

$$\sigma^2=\frac{1}{36}\sum_{n=0}^{35}H_n'^2.$$

如果 H' 主要是由这四个谐波组成的话

$$\sigma^2\cong\mu^4=\frac{1}{2}\sum_{n=1}^{4}A_n^2$$

或

$$\sum_{n=1}^{4}\frac{A_n^2}{2\sigma^2}\approx 100\%.$$

为了方便，可以应用相对振幅 $A_n^2/2\sigma^2$，如果四个波的相对振幅和接近 100%，就说明该纬圈的高度 H' 沿一个纬圈的分布可以看做主要是这四种波组成．

三、分 析 举 例

现在举两个例子，图 25·7 是1957年 2 月与 1960 年 2 月的北半球西风廓线．1957 年为典型的低指数，西风最大值位置在北纬 40° 以北，比多年平均偏北 15° 纬度，最大值数值比多年平均要低．而 1960 年西风很强，最大值所在位置比多年平均偏南约 5° 纬度，数值比多年平均强 16%．这里不用高度的廓线而用高度差计算的地转风廓线有两个优点，第一，用地转风比较清楚地给出风速，其次，纬度坐标不用线性比例而用与纬圈面积成正

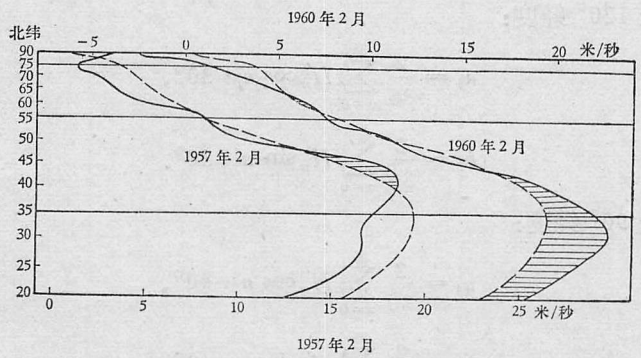


图 25·7　1957 年 2 月(左)与 1960 年 2 月(右)北半球西风廓线

比的余弦比例，西风廓线的面积可表示平均纬向动能，物理意义比较清楚．但是廓线又不好用一个指标来表示．所以一般大家分三个纬度间隔来计算西风指数；即北纬 15°—35°，35°—55°，55°—75°．北纬 15°—35° 代表副热带，北纬 35°—55° 代表中纬度，北纬 55°—75° 代表高纬度．下面主要讨论北纬 35°—55° 的西风指数．

对每个纬圈的偏差序列(36 个值)进行谐波分析，得到每个纬圈的波谱．为了简便，现在只分析北纬 55°(代表中纬度)及 35°(代表副热带)．图 25·8 是这两年的波谱．图中 1，2，3，4 为波数，即波长为 360° 经度，180° 经度，120° 经度及 90° 经度的波的相对振幅 $\frac{A^2}{2\sigma^2}$(%)．在北纬 55°，1957 年 2 月第 2 波占 83%，而第 1 波仅占 8%，1960 年 2 月第 1 波却达 55%，第 2 波减少到 26%．这两年北纬 35° 的波谱也完全不同．在北纬 55°，用这两个月算出的振幅及初位相算出每个波在每个点的高度值，再合起来得到每个点的高度偏差 H' 与实况很相近．为了更直观，把各个波的值都画出，图 25·9 就是计算的结果．在这里，把 1957 年 2 月与1960年 2 月的第 1 波到第 4 波分别放在一起，可以看出它们之间的差异是很明显的．也就是说这两个月不但西风廓线很不同，波谱也很不同．同时不但波的振幅不同，初位相差别也很大，这可以从图上第 1 波与第 2 波槽的位置不同看出来．

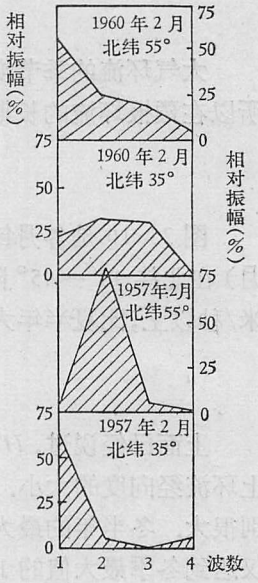


图 25·8　1957 年 2 月(上) 1960 年 2 月(下)北纬 55° 与 35° 波谱

举这两个月为例，一方面说明如何通过西风强度及波谱来描述月平均环流的特征；另一方面也可以说明当描述环流特征的指标有明显差别时我国的天气状况也有很大不同．按我国气温的分级，全国平均 1957 年 2 月为 4.8，是近几十年最冷的一个月，而 1960 年 2 月为 1.5，是相当暖的一个月．北美的情况则恰恰相反，1957 年 2 月气温异常的高，1960 年 2 月很冷．我国的气温异常，从图 25·9 上也可以解释．1957 年 2 月东亚大槽偏西，乌拉尔山高压脊十分明显，我国北部处在强经向环流控制下，显然冷空气强．1960 年 2 月东亚大槽到了东经 150°，而东经 100° 以西气流较平(高度对纬圈偏差在东西方向变化不大)，所以这一年很暖．高度场的这种差别从每个波的振幅与位相差看的更明显，如第二波 1957 年 2 月较强，波槽比 1960年偏西，造成乌拉尔山脊明显及大陆东岸槽偏西，第 1 波在 1957 年

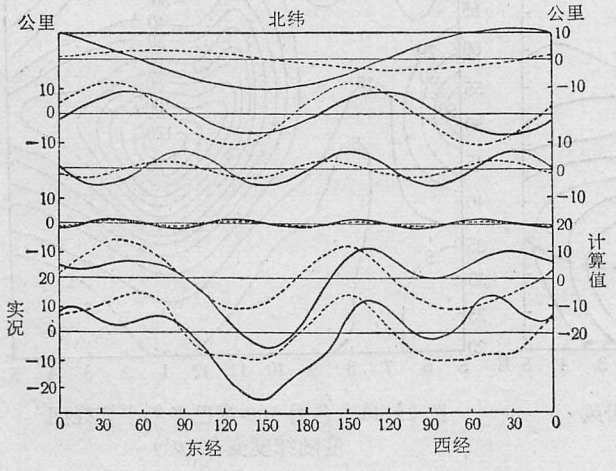


图 25·9　1957 年 2 月(虚线) 1960 年 2 月(实线)北纬 55° 上各经度高度对纬圈平均偏差值

2 月很弱，而 1960 年 2 月很强，在东经 150° 左右造成一个宽槽，因此，1960 年 2 月东亚大槽偏东.

第二节　月平均环流的季节变化

大气环流的季节变化是环流变化的主要趋势. 而且环流的异常往往也跟季节有关. 所以在预报环流的长期变化时首先要对季节变化有一个概括的了解.

一、平均西风的季节变化

图 25·10 是各月每5°纬度间隔的平均西风.一个主要西风极大中心，夏半年(5月—10月) 在北纬 40°—45° 附近，冬半年 (11 月—4 月) 在北纬 30°—40°. 最大值冬半年在 20 米/秒以上，比夏半年大 1 倍左右. 另外，夏半年在北纬 70°—75° 左右还有一个次大值.

二、经向度的季节变化

上面已经说过，H' 为对纬圈平均的偏差. 所以 H' 的均方差 σ^2 显然可以表示各纬圈上环流经向度的大小. 图 25·11 是各月各纬圈的 σ^2，明显的可以看出冬、夏两个半年差别很大. 冬半年的最大值在北纬 50° 左右. 盛夏最大值在北纬 60°，但 σ^2 比冬季小很多，仅达到冬季最大值的 13% 左右.

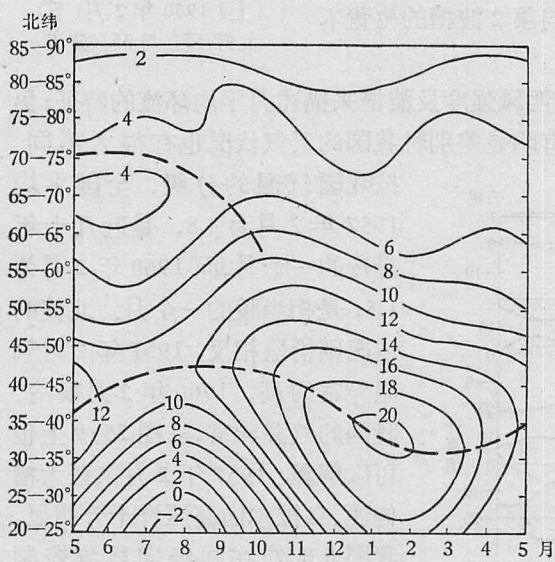


图 25·10　各月 500 毫巴多年平均西风随纬度分布 (米/秒)

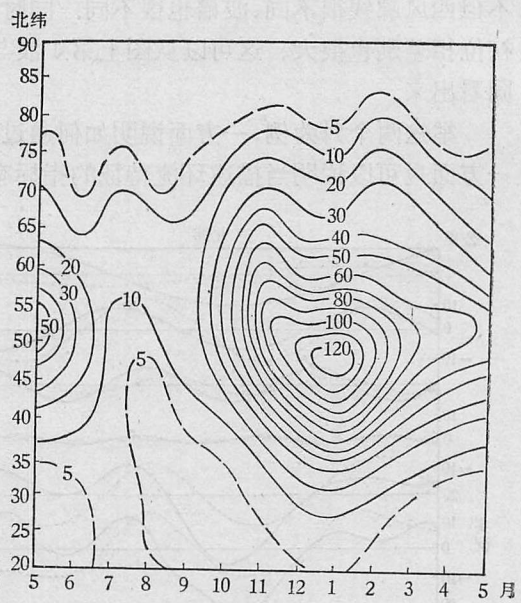


图 25·11　各月 500 毫巴多年平均经向度随纬度变化 (σ^2)

三、超长波随纬度的变化

对多年平均图中北纬 20°—85° 进行谐波分析(图 25·12)得到如下几点结论:

(1) 北纬 40° 以南到北纬 25°，夏季第 1 波占绝对优势，过渡季节第 3 波最强. 冬季

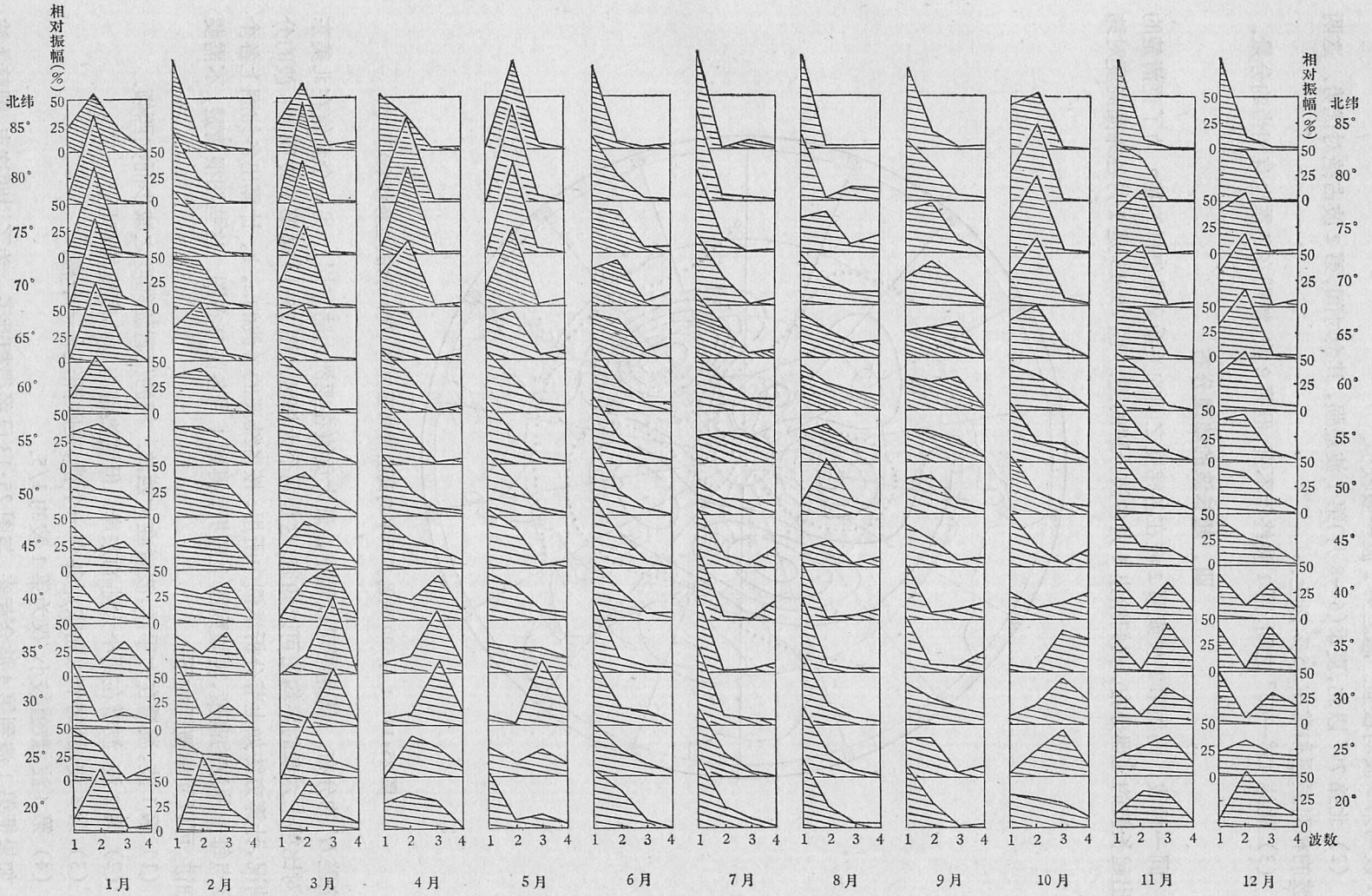


图 25·12　各月北纬 20°—85° 多年平均波谱

第 1 波与第 3 波均较强. 总之第 2 波一般较小.

(2) 北纬 70° 以北,夏季(6—8 月)第 1 波最强,其余时间,第 2 波占绝对优势. 这两种波的相对振幅和常在 95% 以上.

(3) 北纬 45°—65° 之间,第 1 波终年不衰,但第 2 波,特别在冬季也有相当的分量.

四、超长波的地理分布

同一种波,例如第 1 波或第 2 波在各纬度之间的关系又是怎样的呢? 为了更清楚的看出超长波的地理分布,我们给出 1 月各波分解的图. 图 25·13 是 1 月各纬圈高度对纬

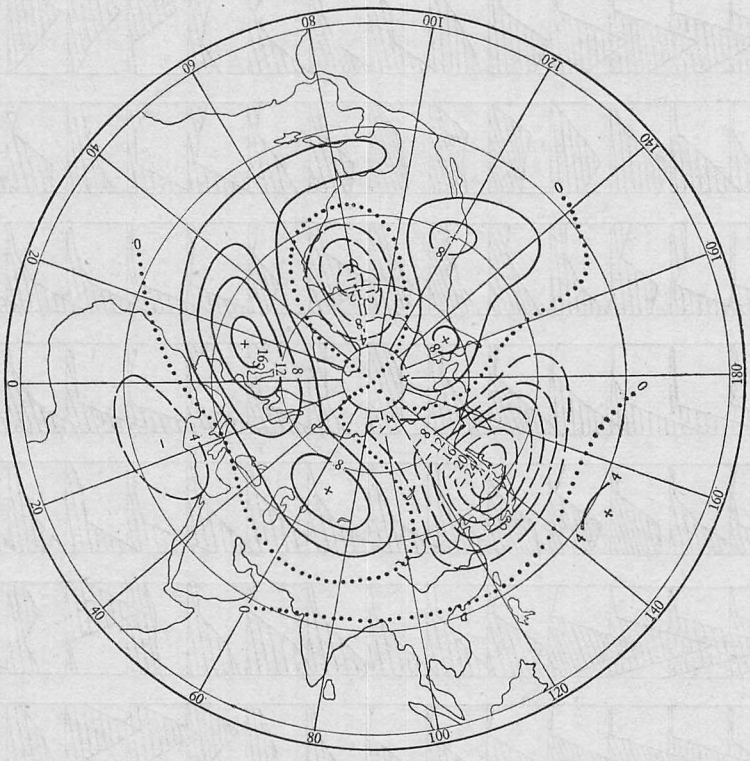


图 25·13 1 月 500 毫巴多年平均高度对纬圈偏差 (H') 分布(位势什米)

圈偏差 H' 的分布. 从此图可以看出,最大负值在亚洲大陆东岸. 另一个负值在北美东岸,对比第十六章的平均图可以知道,这是两个大槽区. 图 25·14 是第 1 波到第 4 波的分解情况,计算方法如上节分析举例中所用,按各纬圈的各波的 a, b, 计算出各纬圈上各个经度点每一种波的高度,再填到图上分析,得到 1 月各波分布图. 这些图很清楚,不需要详细讲,可以简单概括如下:

(1) 第 1 波,波槽在太平洋,波脊在大西洋. 槽的位置随纬度之减少而向西倾.

(2) 第 2 波,波槽在两个大陆的东岸. 但副热带与中纬度位相相反.

(3) 第 3 波,除两个大陆东岸各有一个槽,在欧洲还有一个槽.

(4) 第 4 波,数值较小,仅为第 1 波的 1/5.

如果把第 1 波到第 4 波合起来,与图 25·13 已经很相近了. 为了说明这点,把前 4 波

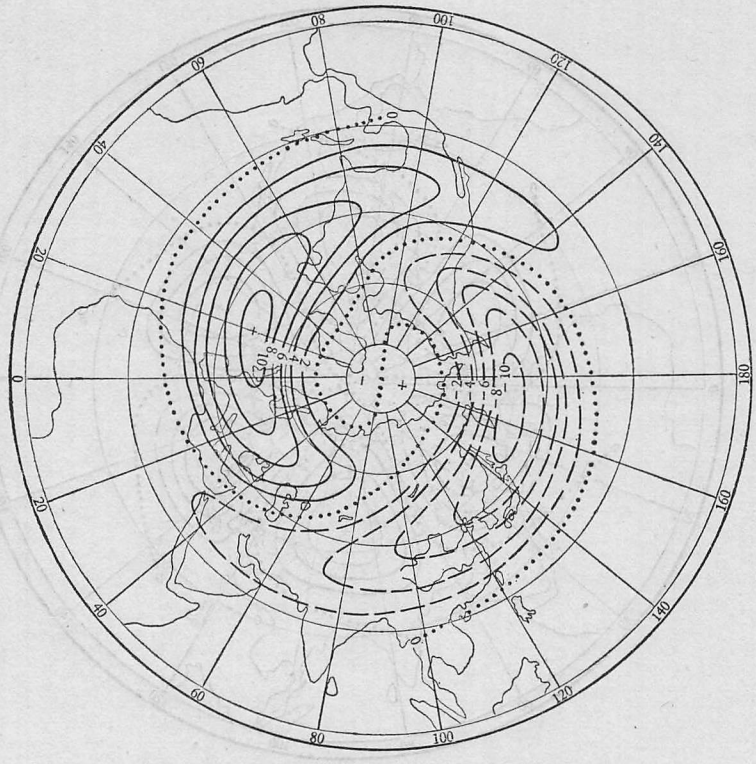


图 25·14(a)　1 月第 1 波分布(位势什米)

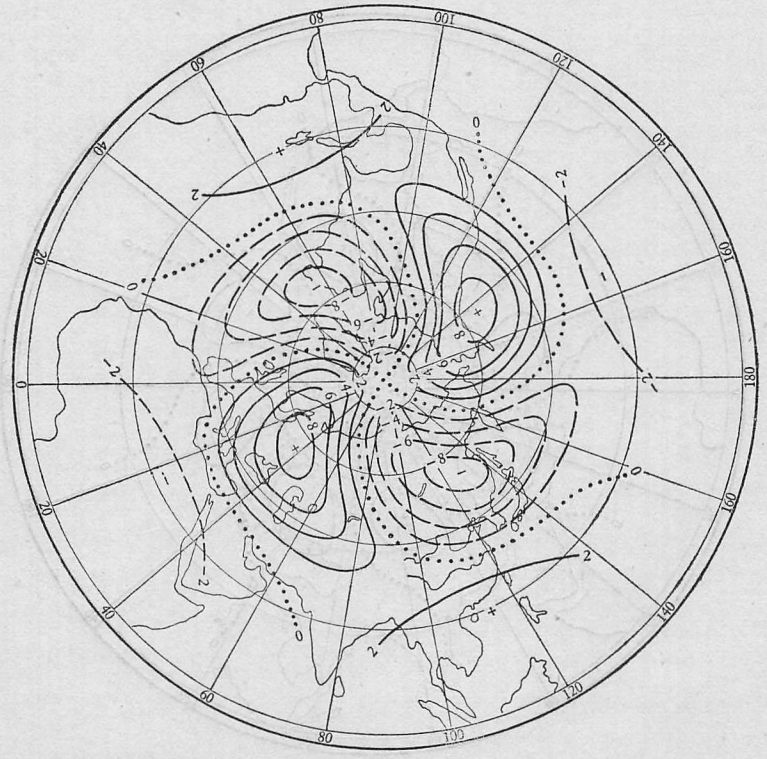


图 25·14(b)　1 月第 2 波分布(位势什米)

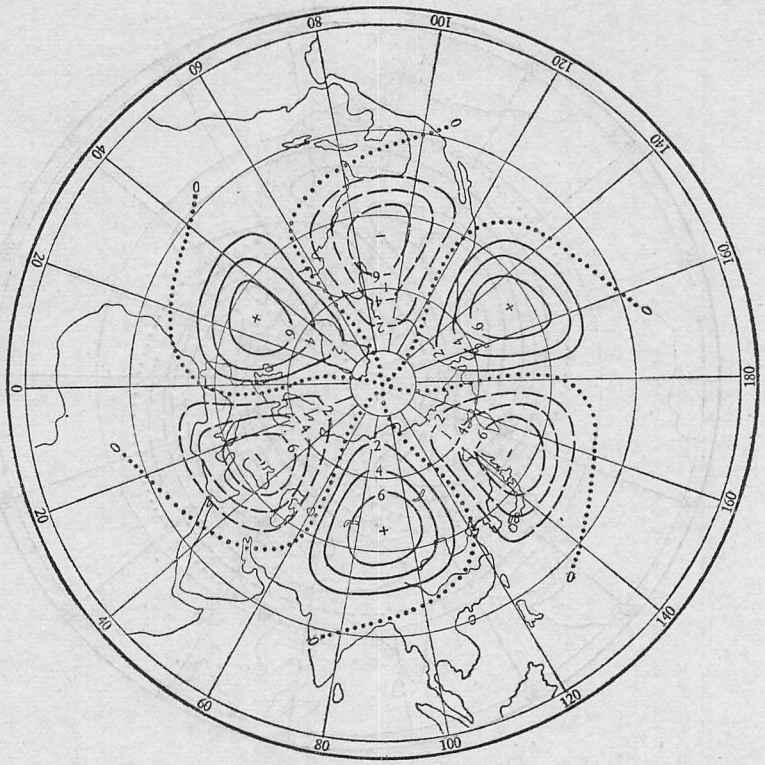


图 25·14(c)　1 月第 3 波分布(位势什米)

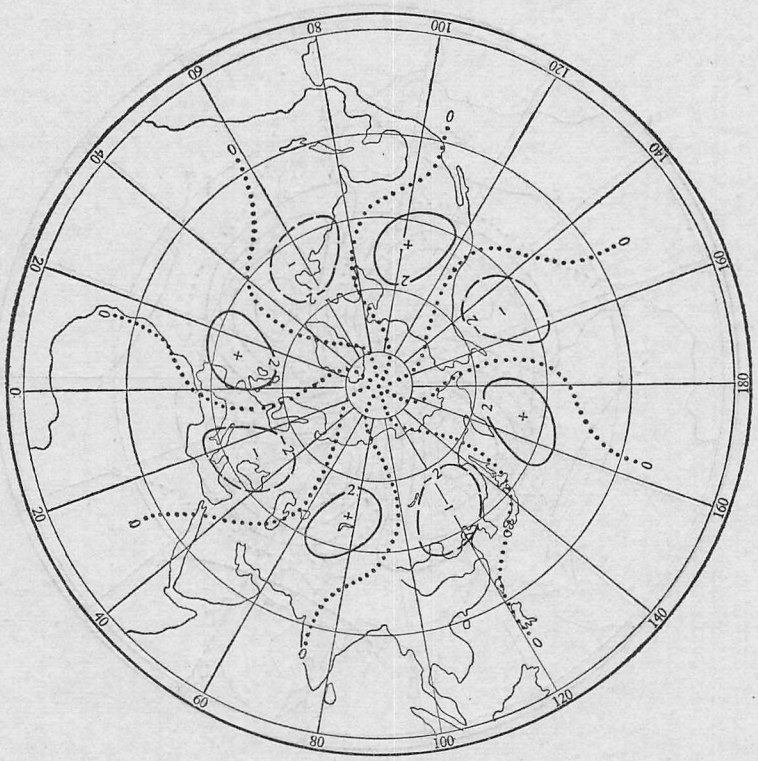


图 25·14(d)　1 月第 4 波分布(位势什米)

之和与图 25·13 相减，得到图 25·15，可以看出，余下的高度也很有规律，在中、高纬为 5 个正、负中心，在低纬度为 6 个正、负中心，但数值均很小．所以下面分析与预报主要是针对前 3 个波．况且自第 4 波以后波长已接近长波波长了．

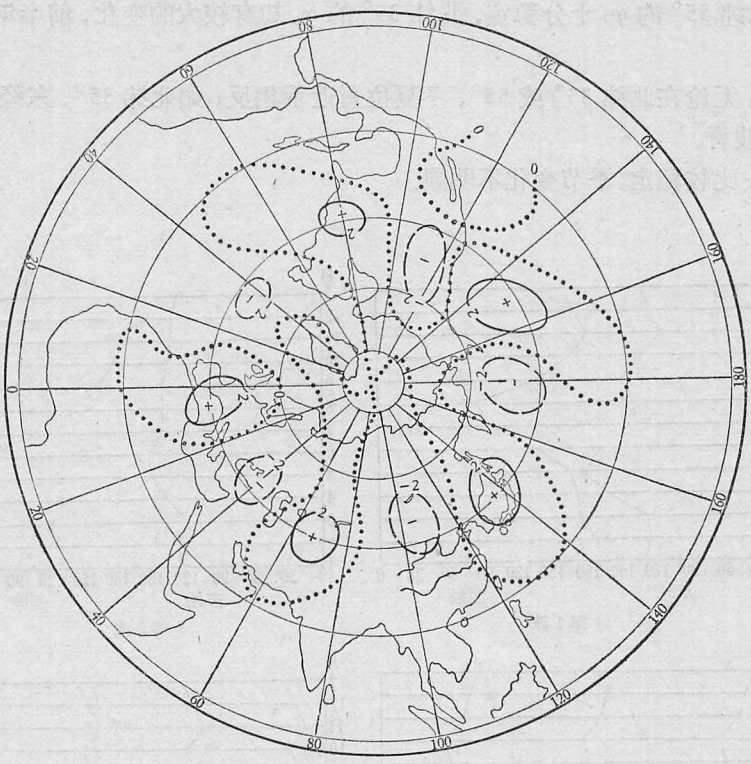


图 25·15　前四个波高度和与 H' 的差（位势什米）

五、超长波的季节变化

图 25·16 给出各月第 1 波到第 4 波（北纬 35° 及北纬 55°）相对振幅的年变程曲线．从图上可以看到以下几点：

（1）北纬 55° 第 1 波在 1 年之内有两个最高时期，一个在 4—6 月，另一个在 10—11 月．北纬 35° 第 1 波的高值却出现在 12—2 月及 6—8 月．

（2）第 2 波的年变程不明显，特别在北纬 55° 摆动于 20—40% 之间，北纬 35° 则上半年大，下半年小．

（3）第 3 波年变程很清楚，但无论在北纬 55° 或北纬 35°，最大值与最小值出现时间与第 1 波相反．

（4）第 4 波一般占比重不大．仅在北纬 35°，9—10 月间略大．

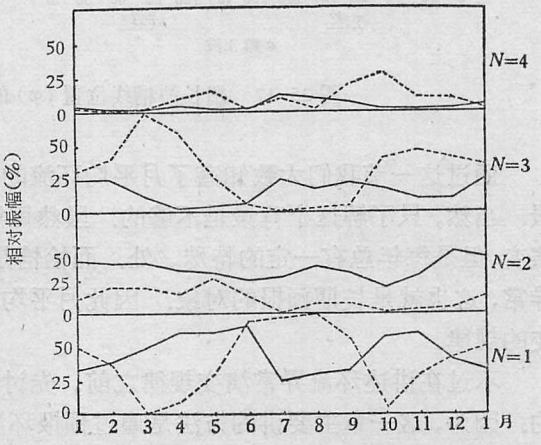


图 25·16　超长波振幅年变程
（实线为北纬 55°，虚线为北纬 35°）

图 25·17 表明:

(1) 北纬 55° 的 φ_1 夏季在西经 90°，其余时间一般在西经 180°—150° 之间. 北纬 35° 的 φ_1 比较稳定,只春、秋两季略偏东.

(2) 北纬 55° 的 φ_2 十分稳定，北纬 35° 的 φ_2 却有较大的变化，前半年偏东，后半年偏西.

(3) φ_3 无论在北纬 35° 或 55°，冬夏位置近于相反，如北纬 35°，东经 90° 夏季为波槽,冬季为波脊.

(4) φ_4 比较稳定,季节变化不明显.

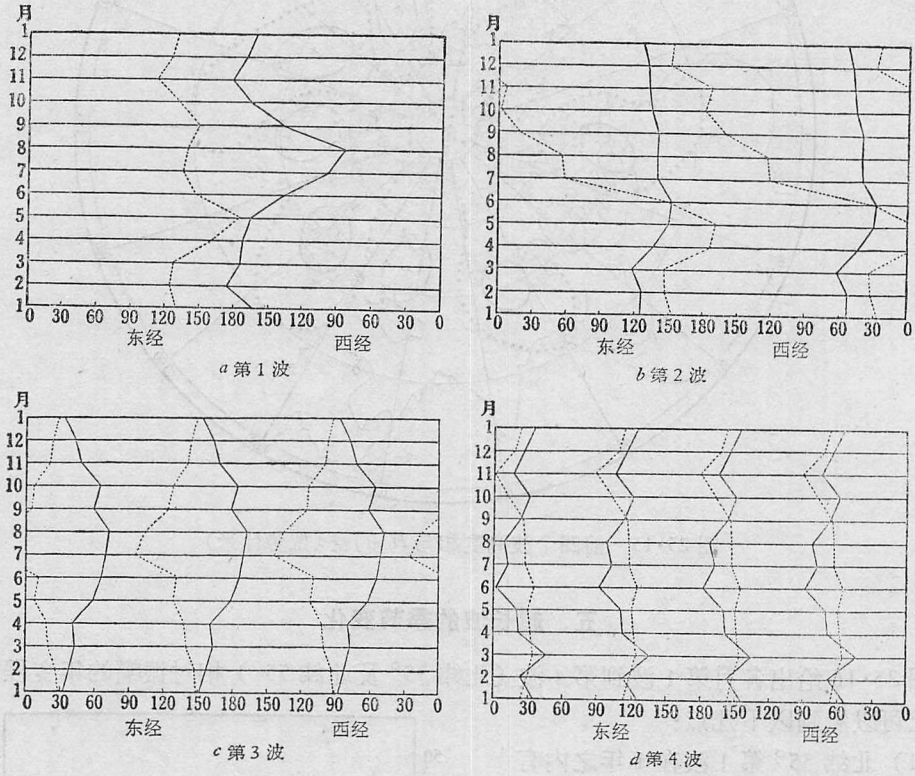


图 25·17　超长波槽线位置 (φ) 的年变程 (说明同图 25.16)

通过这一节我们大致知道了月平均环流的季节变化特点. 这就是环流形势预报的背景. 当然，只了解这个背景是不够的. 虽然每年 12 个月，大致总是按照上述的季节规律演变,但是每年总有一定的特殊之处. 而恰恰是这些特殊之处,构成了每年每个月天气的异常，这也就是长期预报的对象. 因此月平均环流的预报主要是分析每个月环流异常演变的规律.

不过在讲述环流异常演变规律之前，先讨论一下环流异常与天气异常的关系是必要的. 因为，这一章主要讲的方法是通过预报环流来预报天气. 就是从目前及前期的环流特征及演变规律预报未来的环流特点,或者说预报未来的环流异常,再从环流异常估计天气异常. 实际上,在进行每日天气预报时这也是一个重要的思路.

第三节　月平均环流与我国天气异常的关系

在日常长期预报工作中广泛应用500毫巴月平均高度距平图，就是对该月多年平均的偏差．用距平图虽然缺乏对环流异常的物理分析，但是也有很多方便之处．例如，分析简单，不需要象计算指数或超长波等对各点同时分析，可以只分析小块局部地区．而且比较直观，能一目了然地看出，那些地方高度偏高，那些地方高度偏低．所以在这一节中将从西风指数与超长波特征，以及距平图两方面同时分析．

一、冬季环流型与我国的温度异常

综合分析北半球冬季的环流型，初步可以定出四种类型．

I型，II型我国偏暖，III型，IV型我国偏冷．表25·3给出这四种型的主要特征，为了对比说明环流特点及天气特点，同时给出欧洲及美洲的天气．图25·18是这四种型的典型例子在北纬55°的波谱．现在结合距平图说明这四型的特点．

表25·3　冬季环流型

型	I	II	III	IV
我国气温	暖(东北偏冷)	全国偏暖	全国偏冷	冷
σ^2(经向度)	中等	弱	强	弱
主要波数	1	2,3	1,2,3	2
l_E	+0.35	+0.19	−0.06	−0.21
l_W	−0.31	+0.03	−0.10	+0.20
l_Z	+0.02	+0.11	−0.08	−0.01
北美气温	冷	东冷西暖	冷	暖
欧洲气温	冷	北冷南暖	暖	暖
典型月	1960年2月	1958年12月	1955年1月	1957年2月
典型月我国气温等级	1.5	2.0	4.0	4.8

注：l_E 为东半球(东经0°—170°)西风指数距平．
l_W 为西半球(西经180°—10°)西风指数距平．
l_Z 为北半球西风指数距平．

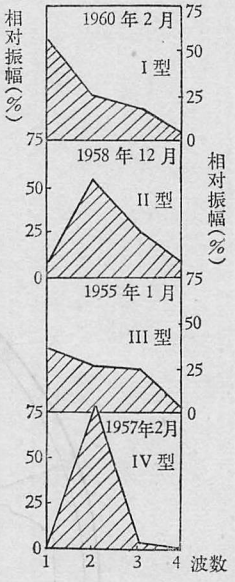


图25·18　冬季环流型波谱

图25·19(a)为1960年2月距平图．这个月东西两个半球西风指数完全相反，东半球高，西半球低．从距平看，亚洲是南正北负，美洲是北正南负．这个月低纬度西风是比较强的(图25·7)，东亚西风环流较强，而北美却阻塞形势发达．冬季本来第2波，第3波也比较强，但这一类型，往往主要是第1波较强．反映在亚洲东岸及太平洋地区为一宽槽(图25·9)，所以我国大部分地区偏暖，但我国东北地区，纬度较高，偏冷．

图25·19(b)为1958年12月距平图．欧洲及乌拉尔山一带广大地区为负距平，说明第3波较强[图25·14(c)]，同时第1波很弱，所以反映在距平图上，太平洋地区为正距平，大西洋、欧洲为负距平，与图25·14(a)的第1波分布相反，东亚大槽偏东而弱，所以我

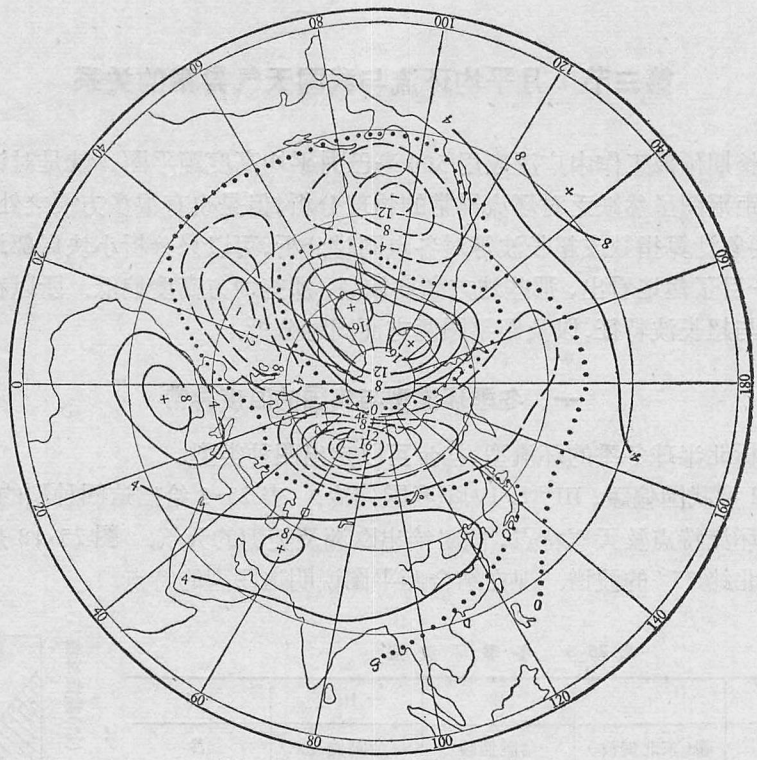


图 25·19(a)　1960 年 2 月 500 毫巴距平图
（单位：位势什米，实线为正距平区）

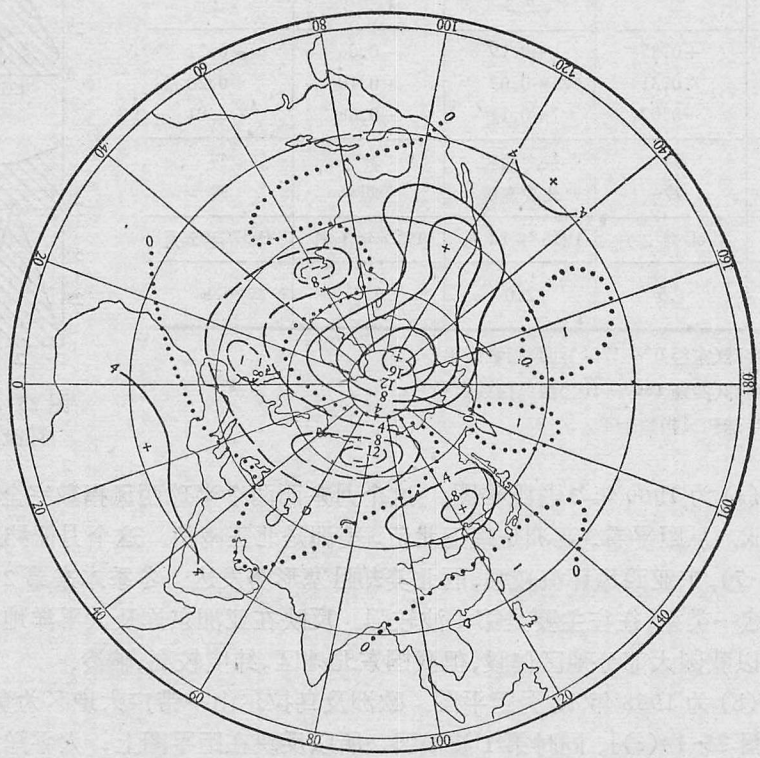


图 25·19(b)　1958 年 12 月 500 毫巴距平图（位势什米）

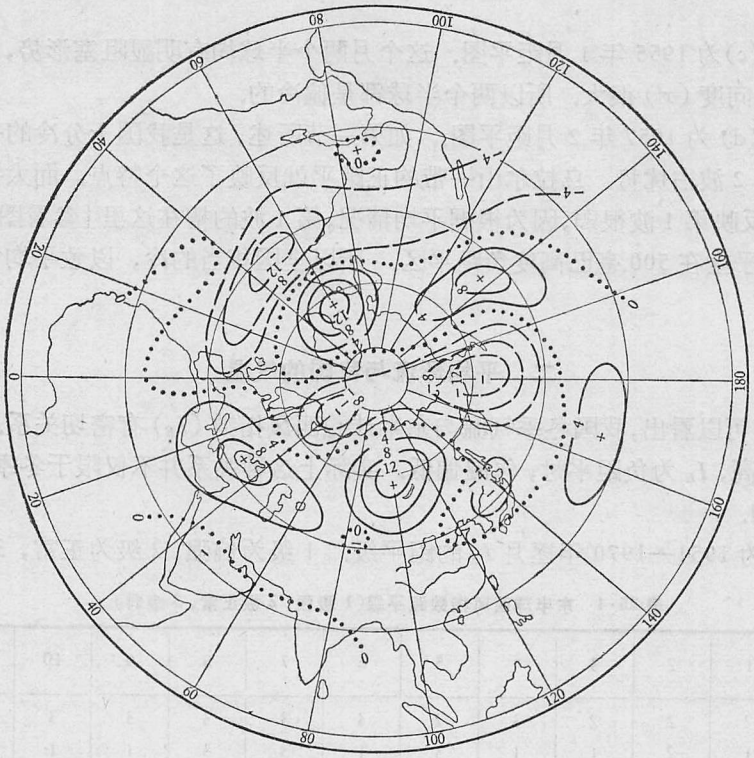


图 25·19(c)　1955 年 1 月 500 毫巴距平图(位势什米)

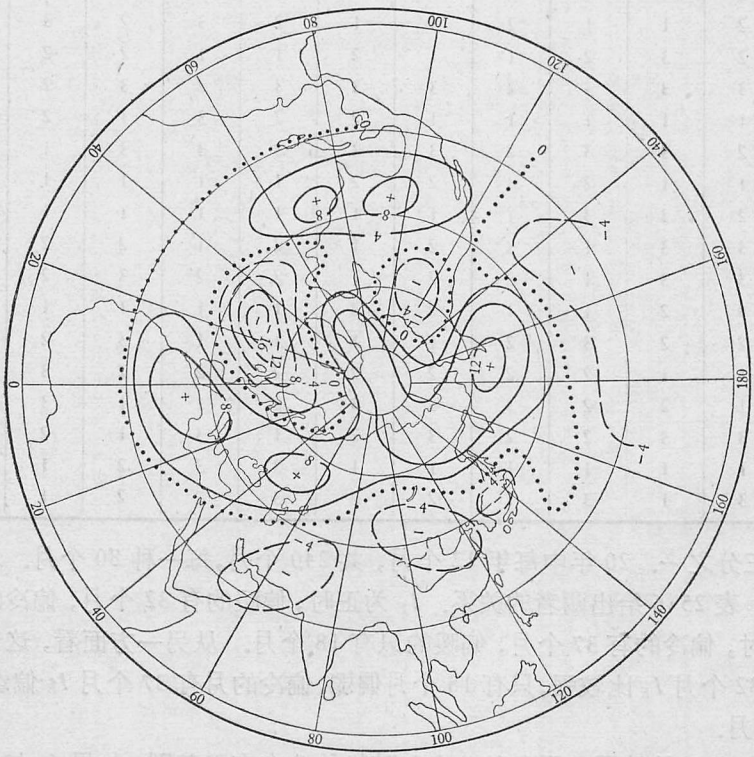


图 25·19(d)　1957 年 2 月 500 毫巴距平图(位势什米)

国全国偏暖.

图 25·19(c)为 1955 年 1 月距平图. 这个月两个半球均有明显阻塞形势，I_E 与 I_W 均为负距平. 经向度 (σ^2) 很大. 所以两个半球都是偏冷的.

图 25·19(d) 为 1957 年 2 月距平图. 如第一节所述，这是我国十分冷的一个月. 这个月主要是第 2 波占优势. 乌拉尔山一带的正距平就反映了这个特点. 而太平洋地区的正距平，主要反映第 1 波很弱，因为根据平均情况，第 1 波的槽在这里 [参看图 25·14(a), (b)]，我国几乎全在 500 毫巴高度负距平区. 所以全国相当的冷，以致平均气温等级达到 4.8.

二、平均环流与我国的气温

从上一节可以看出，我国冬季气温与东半球的西风指数 (I_E) 有密切关系. I_E 为正距平时，气温偏高，I_E 为负距平时，气温偏低. 实际上这种关系并不仅限于冬季，对全年大致上是适用的.

表 25·4 为 1951—1970 年逐月 I_E 的距平级. 1 级为偏强，2 级为正常，3 级为偏弱.

表 25·4 东半球西风指数距平级(1 级强，2 级正常，3 级弱)

年＼月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1951	2	2	2	3	2	3	3	3	3	3	3	3
1952	1	2	1	1	3	1	3	3	1	1	1	1
1953	3	2	3	3	3	3	2	2	3	3	1	2
1954	2	2	2	3	1	3	3	2	3	3	3	3
1955	2	1	1	2	3	1	2	3	2	3	3	1
1956	2	3	2	1	1	2	1	1	2	2	2	3
1957	3	3	3	2	3	3	3	2	3	2	2	2
1958	1	1	1	1	1	2	2	3	1	2	2	1
1959	2	3	3	2	3	3	3	3	3	1	3	1
1960	1	1	2	3	2	2	1	1	1	1	1	2
1961	2	3	3	1	1	1	1	1	1	1	2	3
1962	3	3	1	3	2	1	2	1	2	2	3	1
1963	3	3	1	2	2	1	2	2	3	2	1	1
1964	3	2	1	1	2	3	1	1	1	1	2	3
1965	2	2	3	2	1	1	1	1	3	2	1	1
1966	1	1	2	2	2	2	2	2	2	3	2	3
1967	1	2	2	3	3	3	2	1	1	3	3	3
1968	3	3	2	2	3	2	1	3	1	2	2	2
1969	1	1	1	1	1	1	3	3	2	1	1	2
1970	3	1	3	1	2	2	3	2	2	1	1	2

这三级各占三分之一. 20 年中每年 12 个月，共 240 个月，每一种 80 个月. 表 25·5 为我国气温等级. 表 25·6 给出两者的关系. I_E 为正时，偏暖的有 32 个月，偏冷的只有 16 个月. I_E 为负时，偏冷的有 37 个月，偏暖的只有 18 个月. 从另一方面看，这规律也存在，偏暖的月有 32 个月 I_E 比较强，只有 18 个月偏弱，偏冷的月有 37 个月 I_E 偏弱，I_E 比较强的只有 16 个月.

用上一章的 χ^2 检验看一看各种分布与随机的分布有无差别. 如果 I_E 与气温 (T) 没

表 25·5　我国气温平均等级(1 级暖，2 级偏暖，3 级正常，4 级偏冷，5 级冷)

年＼月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1951	(3.7)	3.0	(3.3)	(4.5)	**2.5**	**3.0**	3.5	**2.2**	(4.0)	**2.0**	3.0	1.9
1952	**2.1**	(3.6)	3.3	**2.2**	**2.3**	**2.1**	**2.7**	(3.9)	**3.0**	3.5	**2.4**	(4.1)
1953	**3.0**	**2.4**	**1.9**	(4.0)	3.1	**2.5**	**2.4**	**2.3**	(3.9)	**1.9**	2.9	**2.8**
1954	**2.4**	**2.4**	(4.3)	3.2	(3.8)	(4.0)	(3.9)	3.8	3.4	(3.8)	**2.0**	(4.5)
1955	(4.0)	**2.0**	(3.5)	(3.9)	3.2	3.2	(3.7)	3.5	**3.3**	(3.8)	(3.9)	**2.0**
1956	(4.1)	3.6	(3.5)	**2.8**	(4.2)	(3.7)	3.6	(3.9)	**3.0**	3.5	(4.7)	(4.1)
1957	3.2	(4.8)	(3.8)	3.3	(4.0)	(4.2)	(3.9)	(3.8)	(4.6)	(4.2)	**2.1**	**2.4**
1958	(3.7)	3.2	**2.2**	**2.3**	(3.6)	**3.0**	**3.1**	(4.6)	**3.4**	(4.4)	(3.8)	**2.0**
1959	3.5	2.6	**2.0**	**2.5**	(3.6)	(3.8)	**3.3**	**2.9**	3.4	**2.7**	(4.0)	**2.8**
1960	**3.0**	**1.5**	**2.1**	(4.0)	(4.2)	**2.9**	3.6	3.3	**2.9**	3.9	3.5	3.8
1961	3.5	2.8	2.6	**2.2**	3.1	**2.4**	**2.4**	3.5	3.7	3.0	**2.3**	3.2
1962	3.5	**2.3**	3.4	(4.0)	(3.5)	5.3	**3.2**	3.5	**3.4**	(3.8)	(4.8)	**2.8**
1963	(3.7)	3.1	**2.2**	3.5	**2.6**	3.3	(3.7)	**2.8**	**2.7**	(4.0)	**2.5**	3.1
1964	**2.9**	(4.8)	2.9	**2.4**	3.1	(4.1)	3.6	3.5	3.7	3.1	3.2	3.2
1965	**2.4**	2.6	3.4	(3.8)	3.1	3.5	(3.7)	(3.9)	(3.9)	**2.7**	**2.6**	(3.9)
1966	**2.5**	**1.7**	**2.4**	3.7	3.3	3.6	3.5	**2.8**	(4.5)	**2.9**	3.5	(4.1)
1967	3.3	(3.7)	2.8	3.4	**1.8**	3.3	3.4	**2.4**	(4.3)	3.4	4.2	(4.5)
1968	3.3	(4.7)	2.6	3.1	3.4	3.5	3.4	(4.1)	3.6	(4.1)	**2.5**	**1.8**
1969	(3.8)	(4.4)	3.2	**3.0**	**2.3**	(4.1)	3.4	(3.8)	**3.4**	**2.6**	(4.5)	(3.9)
1970	(3.8)	**2.2**	(4.7)	3.7	**2.8**	(3.7)	(3.7)	3.1	(3.9)	3.2	(4.1)	3.2

注：黑体数字表示偏暖，带括号数字表示偏冷.

表 25·6　I_E 与我国气温（T）的关系

T＼I_E	强	正常	弱	和
暖	32	30	18	80
正常	32	23	25	80
冷	16	27	37	80
和	80	80	80	240

关系，那么，每一个格子出现的次数应该是相同的，即都是 80/3. 把这当做 E，求出 $\chi^2 = 16.7$，按表 24·6 接近信度 5%，可见，这种分布与随机分布是有一定差别的，也就是说，不能认为 I_E 与 T 没有关系. 当然，气温绝不只是与 I_E 有关，与超长波特征等也有关系. 这在上一节已简略的讲过. 在这里只是想通过这个例子说明平均环流的某些特征是与月平均气温有密切关系的.

如果不用环流指数、超长波等环流指标，而用单站的高度距平，例如一定经纬度网格点的高度距平，来找与气温的相关也可以. 我国中央气象台就曾发现，不但本站上空的500毫巴高度距平与气温有正相关，而且远离我国的关键地区的高度距平也同我国气温有关. 表 25·7 给出我国南北两个区 500 毫巴距平与气温的关系. 表 25·8 是乌拉尔山附近高度距平与我国气温的关系.

国外还用电子计算机，算出每一个站气温与高空不同站高度距平之间的关系，报出高度距平图后就用统计关系报每个站的气温，与上述思路也是一致的.

表 25·7　500 毫巴高度距平与同区气温的关系

地　区	冷月中高度为负距平次数(%)		暖月中高度为正距平次数(%)	
	冷　月	特冷月	暖　月	特暖月
东经105°—120° 北纬 25°—40°	$\frac{26}{42}$ (62%)	$\frac{16}{17}$ (84%)	$\frac{16}{21}$ (76%)	$\frac{9}{13}$ (70%)
东经115°—130° 北纬 40°—50°	$\frac{25}{28}$ (89%)	$\frac{11}{11}$ (100%)	$\frac{25}{27}$ (92%)	$\frac{7}{7}$ (100%)

表 25·8　东经 80° 北纬 60° 500 毫巴高度距平与气温的关系

冷月中东经 80° 北纬 60° 为正距平次数(%)		暖月中东经 80° 北纬 60° 为负距平次数(%)	
冷　月	特冷月	暖　月	特暖月
$\frac{29}{42}$ (69%)	$\frac{16}{19}$ (84%)	$\frac{17}{21}$ (81%)	$\frac{10}{13}$ (77%)

三、平均环流与我国的降水

平均环流与降水的关系比起与气温的关系就要差一些. 因为降水局地性强，又不是连续性的要素，影响的因子也更复杂一些. 所以用统计关系找高度距平与降水量间的关系，也可以在预报中应用，但效果不如气温.

我国中央气象台也做过分析，发现不同地区高度距平与本地区降水量之间并不都是正相关，而是有的地区为正相关，有的地区为负相关，有的地区关系不大. 不同月份情况也不同. 因此对降水量与环流的关系，应对不同站个别分析.

我国夏季的雨带多呈东西向，这在第二篇中已讲过. 现在举两个例子，一个例子是1951 年夏季与 1961 年夏季. 这两年的环流情况差别很大，如图 25·20(a) 与图 25·20(b).

1951 年夏季副热带高压比较弱，我国南方、长江流域一带降水正常偏多（表 25·9）.

表 25·9　1951 年夏与 1961 年夏我国十个站的降水量(毫米)

站　名	1961 年夏	1951 年夏	1961—1951
上　海	221	460	−239
南　京	300	395	− 85
安　庆	254	866	−612
汉　口	313	576	−263
光　化	174	294	−120
呼和浩特	506	167	339
张家口	192	152	40
北　京	383	249	134
天　津	493	216	277
石家庄	346	244	102
I_E	0.20	−0.07	0.27
I_W	0.06	−0.11	0.17
I_Z	0.13	−0.08	0.21

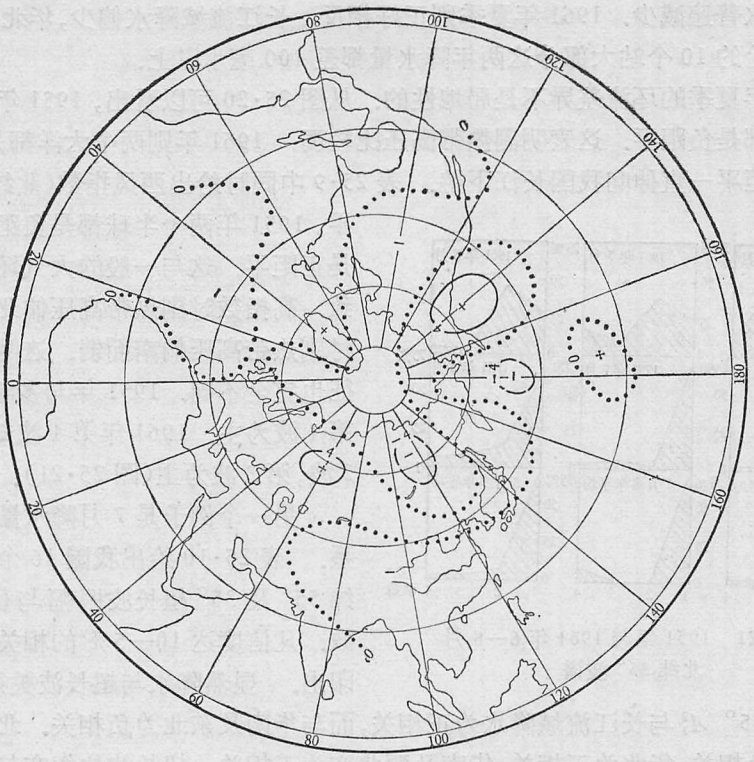


图 25·20(a)　1951 年夏季 (6—8 月) 500 毫巴距平图(位势什米)

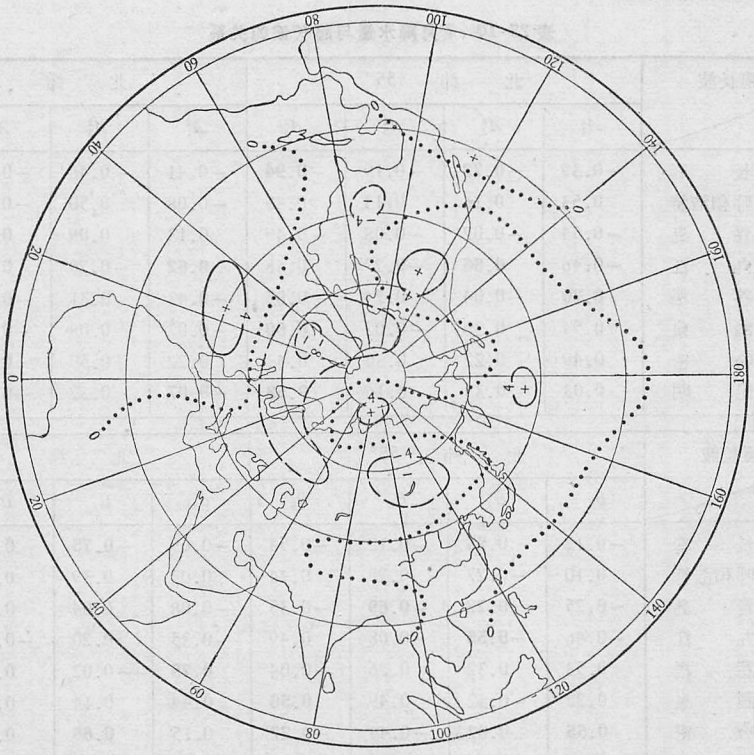


图 25·20(b)　1961 年夏季 (6—8 月) 500 毫巴距平图(位势什米)

而华北降水普遍减少. 1961 年夏季则正好相反，长江流域降水偏少，华北降水偏多. 表 25.9 中所给的 10 个站大部分这两年降水量都差 100 毫米以上.

这两年夏季的环流差异不是局地性的. 从图 25·20 可以看出，1951 年夏大西洋与太平洋南部都是负距平. 这表明副热带高压比较弱. 1961 年则两个大洋都是正距平，西太平洋的正距平一直伸向我国长江下游. 表 25·9 中同时给出西风指数(北纬 35°—55°)距平，1951 年两个半球都是负距平，1961 年都是正距平. 这与一般的大气环流变化规律一致. 高指数时副热带高压偏北而强，低指数时副热带高压偏南而弱. 这两年的超长波特征也完全不同. 1951 年与多年平均类似，以第 1 波为主. 1961 年第 1 波却比较弱，以第 2 波，第 3 波为主(图 25·21).

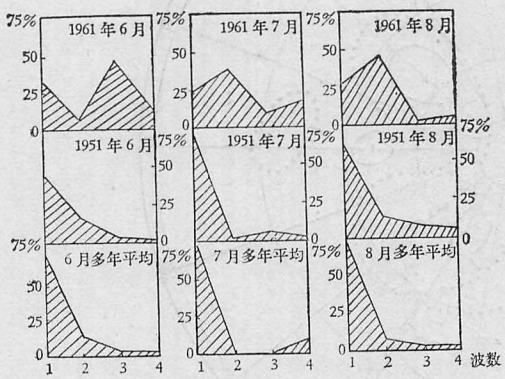


图 25·21　1951 年与 1961 年 6—8 月北纬 35° 波谱

另一个例子是 7 月降水量与超长波的关系. 表 25·10 给出我国 16 个站降水量与北纬 55° 及 35° 超长波振幅与位相的相关系数. 凡信度达 10—5% 的相关系数用黑体字印出. 显然降水与超长波关系是很密切的. 例如北纬 35° A_1^2 与长江流域降水为正相关，而与华南及东北为负相关. 北纬 55° A_1^2 与长江流域为负相关，华北为正相关，华南及西北亦为正相关. 超长波位相亦与降水有一定关系，这从表上可以看出.

表 25·10　7 月降水量与超长波的关系

台站 \ 超长波		北纬 55°				北纬 35°			
		A_1^2	A_2^2	A_3^2	A_4^2	A_1^2	A_2^2	A_3^2	A_4^2
哈尔滨	长春	−0.39	**−0.73**	−0.19	**−0.94**	−0.41	−0.46	−0.22	−0.27
北京	呼和浩特	0.53	0.16	0.13	0.49	−0.08	0.50	−0.09	0.48
济南	青岛	−0.54	−0.02	−0.08	−0.49	0.13	0.09	0.13	0.02
汉口	九江	−0.46	**0.66**	−0.27	0.48	**0.62**	−0.20	0.02	0.07
福州	苍梧	**0.70**	−0.04	0.24	0.05	−0.43	0.31	−0.01	−0.21
银川	酒泉	0.54	0.36	−0.02	**0.60**	−0.07	0.08	−0.21	0.09
乌鲁木齐	哈密	0.49	0.22	0.30	0.43	0.22	0.50	**0.55**	0.29
重庆	昆明	0.03	0.33	0.16	**0.58**	−0.07	0.32	−0.08	0.05

台站 \ 超长波		北纬 55°				北纬 35°			
		θ_1	θ_2	θ_3	θ_4	θ_1	θ_2	θ_3	θ_4
哈尔滨	长春	−0.12	**0.55**	−0.12	−0.54	−0.09	**−0.75**	0.16	−0.22
北京	呼和浩特	0.10	−0.27	0.25	0.44	0.07	0.39	0.02	0.03
济南	青岛	−0.25	0.22	**−0.69**	−0.35	−0.08	0.04	0.05	−0.01
汉口	九江	−0.46	**−0.55**	−0.08	0.49	−0.35	0.20	−0.26	−0.01
福州	苍梧	0.53	0.32	0.26	−0.04	**0.75**	−0.02	0.03	0.31
银川	酒泉	0.22	−0.32	0.49	**0.56**	0.44	0.14	0.04	0.18
乌鲁木齐	哈密	**0.55**	0.02	−0.44	−0.27	0.15	**0.86**	0.20	0.29
重庆	昆明	0.02	−0.19	0.18	0.42	−0.08	0.31	**−0.73**	−0.10

总之，通过这一节所举的例子看出，大范围的环流异常是与我国的天气异常有密切关系的．因此平均环流可以做为长期天气预报的一种重要工具．

第四节　月平均环流的预报

一、环流异常的持续性

平均环流每年对多年平均总有一定偏差的，如果把这叫做环流异常的话，几乎每一年每一个月都是异常的．也就是说绝大多数月份都与平均情况有所不同，不是这里有偏差，就是那里有偏差．长期预报的任务就是要掌握这些异常演变的规律．

大家最经常注意到的就是环流异常的持续性．我们就以 I_E 为例来说明之．表 25·4 为 I_E 的距平值，已经分成三级．根据统计学原理，一个事件是否有持续性可以用持续性比来检验．所谓持续性比为：

$$R = \frac{1-P}{1-P_1}.$$

其中 P 为给定事件出现概率，P_1 为给定事件出现后再出现的概率．例如，I_E 1 级在 20 年共 240 个月之中有 80 个，$P = \frac{1}{3}$，这 80 个 I_E 偏强的月份后面一个月仍出现 1 级的次数为 42 次，$P_1 = \frac{42}{80} = 0.53$，代入上式得到 $R = 1.43$．这算不算有持续性呢？

看看 R 的式子就会明白，如果 $P_1 = P$，$R = 1$，就是说没有持续性，如果 $P_1 = 1$，即凡出现一事件之后必然再出现这一事件，$R = \infty$，持续性为无穷大．自然，在一般情况下，R 既不是 1 也不是 ∞．那么到底多大才算有持续性呢？根据统计学原理，5% 的信度界限为：

$$R^* = 1/[1 \pm 1.96\sqrt{P/N\,Q}],$$

$Q = 1 - P$，N 为总次数，$N = 240$，$P = \frac{1}{3}$，$Q = \frac{2}{3}$，信度界限 R^* 为 0.92，1.10，如果 $R < 0.92$ 就是肯定没有持续性，$R > 1.10$ 则有持续性．

表 25·11 给出 I_E，I_W 及 I_Z 各级持续性比．可见东半球的西风指数持续性最大．特别是纬向环流强时（1 级）或经向环流强时（3 级），均有明显的持续性．对北半球来讲（I_Z），经向环流比纬向环流持续性大．从东西两个半球看，东半球比西半球持续性大．

但是各月的持续性是不同的．表 25·12 给出 1951—1970 年共 20 年各月之间西风指数同级的次数．例如 1 月 I_E 12 表示 20 年中有 12 年 1 月与 2 月的 I_E 为同级．同理可以算出每个月包括各级在内的持续年数．按上面给出的公式算出 20 年的持续性信度界限 R^*，任何一级持续的 R^* 为 1.45．同时，因为任何一级的 $P = \frac{1}{3}$，所以

$$1.45 = \frac{1-\frac{1}{3}}{1-P_1}, \qquad P_1 = 0.54.$$

表 25·11　西风指数的持续性比

指数 / 级	I_E	I_W	I_Z
1	1.43	1.17	1.19
2	1.08	1.10	1.14
3	1.37	1.12	1.41

表 25·12　各月西风指数的持续性（同级次数）

指数＼月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
I_E	**12**	9	7	8	10	9	**13**	8	8	**12**	9	8
I_W	10	7	8	5	7	9	10	9	6	9	9	**11**
I_Z	**11**	7	10	9	**12**	10	8	**12**	9	6	**12**	6

三级合起来考虑即20年，而 $P_1=0.54$，20年中西风指数持续的年数临界值为 $20\times0.54=10.8$．这就是说，如果任何一个月的20年中在同年下一个月仍出现同级的次数等于或超过11年，才说明这个月西风指数有持续性．从表25·12可以看出，这样的月份还是不少的．三种西风指数（I_E, I_W, I_Z）共36个月，其中有8个月达到这标准，占总数的22%．因为我们选定临界值的信度界限为5%，所以可以得出结论，西风指数是有持续性的，特别 I_Z 持续性较大．同时还可以看出，冬夏持续性较大，过渡季节，如3—4月，9月则持续性较小，这也同日常的长期天气预报经验相符合．

表25·13给出各月超长波的持续年数．做法是把1951—1970年历年各月超长波相

表 25·13　各月超长波的持续性（同距平次数）

波数＼月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	12	12	12	10	12	10	12	8	10	8	12	**15**
2	**16**	10	12	10	**14**	**14**	12	10	10	10	10	**16**
3	12	10	10	8	12	10	12	10	10	6	8	**16**

对振幅按大小分为两组，每一组10年．即10个该月某一超长波振幅较大的年与10个较小年各为一组，振幅大的记为正，振幅小的记为负．然后再统计各月及后一个月各超长波同号的次数，即为超长波持续年数．这里也有一个持续的标准问题．完全与上面讨论西风指数持续性的情况类似，只是取 $P=Q=\frac{1}{2}$，算出20年之中要有14年同号才能认为有持续性（信度5%）．表25·13说明冬夏持续性还是比较大的．特别是12月到1月各超长波都有明显的持续性．1月到2月虽然只是第2波持续性达到信度要求，但第1波与第3波也都有12年是同号的．再看表25·12，西风指数在冬季持续性也较大，这说明环流的异常是与季节有密切关系的．特别是冬季，每一年12月到第二年2月期间环流异常经常保持同一特点．这对长期预报来说是值得注意的．

二、环流异常的承继关系

环流异常的持续性很明显，但是持续性只考虑了相邻两个月环流的关系，环流异常的演变历史也很重要．

仍以西风指数为例，表25·14给出连续3个月西风指数的承继关系．I_E, I_W, I_Z 都分做三级，1级为西风强，2级为正常，3级为西风弱，三级各占总数1/3，3个月共有27种承继关系，240个月平均每种有9次，所以如果那一种承继关系的概率超过9次较多，例如达到14次，就可以认为这种承继关系比较常见．表中自左向右为第1个月，第2个月，第3个月西风指数级别．例如 I_E 连续3个月为1级的有24次，这说明，东半球强纬向环

表 25·14　西风指数的承继关系(%)

第1个月	第2个月	第3个月	I_E	I_W	I_Z
1	1	1	**24**	13	**17**
1	1	2	12	12	13
1	1	3	6	9	6
1	2	1	4	5	8
1	2	2	11	12	10
1	2	3	10	7	9
1	3	1	4	9	5
1	3	2	3	6	6
1	3	3	6	7	6
2	1	1	14	7	10
2	1	2	4	11	10
2	1	3	1	7	6
2	2	1	6	14	**15**
2	2	2	11	13	12
2	2	3	14	5	7
2	3	1	7	5	4
2	3	2	11	10	5
2	3	3	12	8	11
3	1	1	4	12	8
3	1	2	9	2	4
3	1	3	6	7	5
3	2	1	9	6	3
3	2	2	6	7	13
3	2	3	8	12	4
3	3	1	9	7	7
3	3	2	9	9	10
3	3	3	**20**	**18**	**26**

流有连续出现的特点．同时第1个月为1级，第2个月为3级，第3个月为1级或2级的则只有4次或3次，就是说，纬向环流突然减弱又增强的情况比较少．同样弱纬向环流，或者说经向环流(分级中的3级)，持续性也较大，连续三个月为3级的有20次，超过平均值（9次）1倍以上，但 I_Z 特别明显．总之东半球纬向环流容易连续几个月偏强，而整个北半球则经向环流经常连续出现2—3个月．

至于更长时间环流异常变化的关系将在下面谈到．现在再看一看3个月内超长波异常间的关系．表25·15为超长波的特征．表中1，2，3代表异常占优势(即正距平或正距平较大）的超长波波数．根据超长波异常的波数1，2，3，连续3个月可能有27种情况(表25·16)，如1—1—1，1—1—2，1—1—3等．由于第1，2，3波占优势的情况近似各占1/3，所以象第2波连续3个月占优势(2—2—2)的有16次，2—2—1的有14次，都远远超过偶然情况会出现的次数．有一些情况如1—2—3则仅出现3次．所以超长波异常的发展是有一定规律的．如果分季节来看这种规律就更明显．如1—1—1主要出现于春、夏两季，1—3—1及1—3—3则在秋季最多(这里季节指连续3个月中的第1个月，并且12月—2月为冬，3月—5月为春，6月—8月为夏，9月—11月为秋)．

这样把持续性与承继关系结合起来，就可以初步估计未来的环流特征了．例如从

表 25·15　超长波异常（占优势超长波波数）

年＼月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	波数		
													1	2	3
1951	2	2	3	2	3	2	2	2	1	1	1	2	3	**7**	2
1952	3	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	**9**	1	1
1953	1	3	1	1	1	3	2	2	1	3	1	1	**7**	2	3
1954	3	1	2	2	1	1	2	2	2	2	2	1	4	**7**	1
1955	1	3	3	1	2	2	3	3	2	1	3	3	3	3	**6**
1956	1	3	2	3	3	3	3	1	3	1	3	2	3	2	**7**
1957	2	2	1	2	2	1	3	2	2	2	3	1	3	**7**	2
1958	1	3	1	1	2	2	2	1	3	1	1	3	**6**	3	3
1959	3	3	2	2	1	1	3	3	3	3	2	2	2	4	**6**
1960	2	1	2	2	3	1	2	1	2	2	2	2	3	**8**	1
1961	2	2	3	2	2	2	1	3	2	2	1	2	2	**8**	2
1962	2	3	3	2	3	2	2	2	1	3	1	3	2	5	**5**
1963	3	2	3	2	2	3	2	3	1	3	1	3	2	4	**6**
1964	1	3	2	1	2	2	1	1	1	1	3	3	**6**	3	3
1965	2	3	3	2	2	2	1	2	2	3	3	2	1	7	4
1966	1	2	1	2	1	3	3	2	3	1	3	1	**5**	3	4
1967	1	2	2	3	1	2	2	2	3	1	1	3	4	**5**	3
1968	3	3	3	1	2	3	3	1	3	1	1	2	4	2	**6**
1969	1	1	3	2	2	3	1	3	1	3	1	1	**6**	2	4
1970	2	3	1	1	1	3	3	3	2	1	2	1	**5**	3	4

表 25·16　超长波的承继关系

第1个月	第2个月	第3个月	冬	春	夏	秋	全年
1	1	1	1	5	4	2	12
1	1	2	1	2	1	3	7
1	1	3	4	3	0	4	11
1	2	1	2	1	1	3	7
1	2	2	3	5	3	1	12
1	2	3	1	1	0	1	3
1	3	1	3	0	4	6	13
1	3	2	3	1	2	1	7
1	3	3	1	2	1	5	9
2	1	1	1	2	2	2	7
2	1	2	4	1	2	3	10
2	1	3	0	2	4	1	7
2	2	1	2	6	4	2	**14**
2	2	2	2	3	6	5	**16**
2	2	3	4	4	2	1	11
2	3	1	2	3	3	1	9
2	3	2	4	3	0	0	7
2	3	3	1	2	1	1	5
3	1	1	4	0	0	7	11
3	1	2	1	4	0	0	5
3	1	3	2	0	5	4	11
3	2	1	1	0	2	1	4
3	2	2	1	6	3	2	12
3	2	3	3	2	2	0	7
3	3	1	2	0	2	1	5
3	3	2	4	0	3	3	10
3	3	3	3	2	3	0	8

1960年12月估计1961年1月，考虑到1960年12月第2波占优势，而1960年11月亦为第2波占优势．按表27·16，2—2—2较多，1961年1月可能第2波占优势．同时12月第2波的持续性也比较大，故可以报1961年1月第2波占优势．又1960年11月及12月I_E为1级，2级，而按表25·14，1—2—2最常见，故可以报1961年1月I_E为2级．当然有时也有矛盾，这里不过是做一个初步估计，要预报环流形势还要充分考虑其他因素，同时利用各种定量预报方法，下面还要谈到．

三、环流异常的长期趋势

长期预报工作经验表明，环流异常不但在几个月之间有联系，还有更长期的趋势．这个问题在预报中也需要考虑．从表25·15可以明显的看出来第1波除了一个长期的变化（约10年左右的周期）以外，6年左右的周期很明显．表中右边每年占优势波数出现月数的变化表明，1952年第1波有10个月占优势，以后到1958年，1964年及1969—1970年才又多一些．而第2波却大致有三年左右的周期．因此第1波占优势的月份连续出现的情况主要存在于1952年，1953年及1964年．其它年份，甚至连1958年也包括在内，很少连续3个月第1波占优势的．又如第2波占优势连续出现3个月以上的主要在1951年，1954年，1957年，1960年等．这种长期趋势，在应用持续性、承继关系以及相似年份做预报时需要充分注意．

再一个例子是平均环流的长期变化趋势．上面已讲过，环流异常经常在一个季度内保持同一种特征．分析表明，这种季节的特征有时连续几年都维持不变．从图25·22可

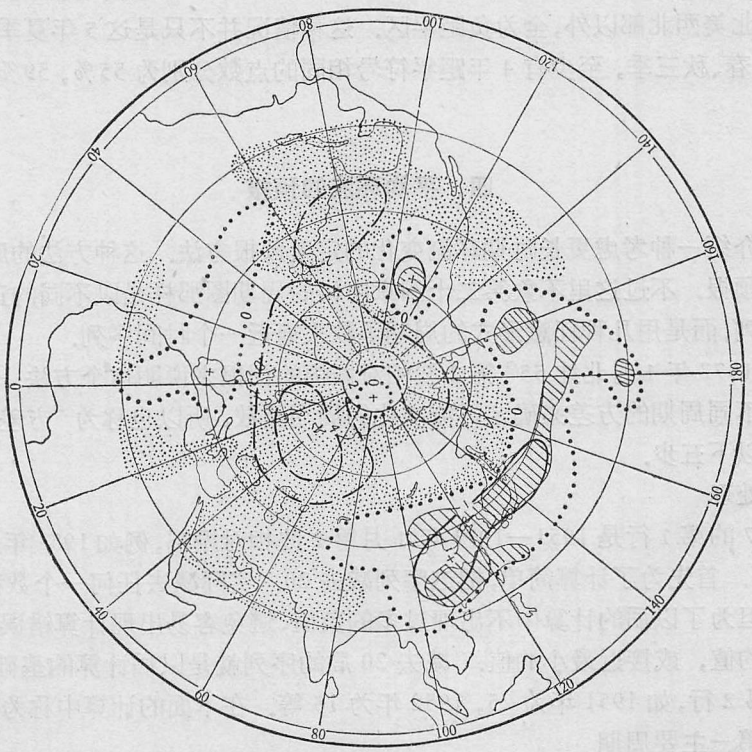


图25·22　1961—1965年夏季（6—8月）500毫巴平均距平图（位势什米）

以明显的看出，距平数值并不比个别年夏季的数值小很多．图中用线划出的部分表示5年之中至少有4年距平符号相同(点阴影区为至少有4年为负距平的点，斜线阴影区为至少有4年为正距平的点)．这5年夏季至少有4年距平符号相同的点数达到总点数(经纬度交点数)的64%．这可以说相当多了．因为如果这5年距平各年均是随机的，即5年之间没有任何关系，如果正负距平出现概率相同，即出现概率各为1/2，则任何一个点连续5年均为正距平的概率，为$\left(\frac{1}{2}\right)^5=0.031\doteq 3\%$，同样，5个点均为负距平的概率亦为3%．不论正负号，5年距平符号相同的概率为6%．同理5年之中有4年为正距平的概率为$5\left(\frac{1}{2}\right)^5$，因为第一年与其余4年反号的概率为$\frac{1}{2}\cdot\left(\frac{1}{2}\right)^4=\left(\frac{1}{2}\right)^5$，第二年与其余4年反号的概率亦为$\left(\frac{1}{2}\right)^5$……，故5年中任何年为负距平而其余4年为正距平的总概率为$5\left(\frac{1}{2}\right)^5=0.155\doteq 16\%$．同理5年之中有4年为负距平的概率亦为16%，故5年之中有4年距平符号相同的概率为31%．因此，5年中至少有4年距平符号相同的概率应为31% + 6% = 37%．64%远超过37%，所以可以认为1961—1965年夏季是有共同特点的．

表25·4的I_E也可以证明这一点．1961—1965年，6—8月共15个月之中仅有1个月I_E距平为3级，2个月为2级，其余11个月均为1级．就是说，这5年东半球纬向环流较强．图25·22也明显的看出，太平洋地区为正距平，这表明副热带高压偏强，同时大西洋的副热带高压在这5年也偏强，但程度远不如太平洋．而夏季极涡却比较深，整个中、高纬，除北美西北部以外，全为负距平区．这种情况并不只是这5年夏季才有，1961—1965年，冬、春、秋三季，至少有4年距平符号相同的点数分别为55%，59%，47%，都远超过37%．

四、平均环流的预报

现在再介绍一种考虑更长时期环流变化的定量预报方法．这种方法的原则是根据周期性变化做预报．不过这里不象第二十四章中讲的周期图那样是以不同的正弦波来逼近一个时间序列，而是用几种任意形式的周期函数来逼近一个时间序列．

这里用1972年1月北纬55°第2波相对振幅的预报来说明这个方法．这种方法主要是用比较不同周期的方差来确定环流变化的周期函数，所以也称为“方差分析法”．具体作法分为以下五步．

1. 资料处理

表25·17的第1行是1951—1971年1月第2波相对振幅，例如1951年为45%，1952年为35%等．首先为了计算简单，把这序列减去20．实际减去任何一个数都可以，用距平亦可以．但为了以后的计算中不出现过多的负值，避免容易出现计算错误，可以减去序列中的最小的值，或接近最小的值．减去20后的序列就是以后计算的基础了．这在表25·17中为第2行，如1951年为25，1952年为15等．在下面的计算中称为原序列．

2. 确定第一主要周期

对原序列(1951—1971年)求自2年到10年周期的方差．然后比较组内方差与组间

表 25·17　1 月北纬 55° 第 2 波相对振幅预报

行	内　容	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972年
①	原记录	45	35	12	30	25	18	75	33	39	43	57	51	25	35	51	36	17	27	32	57	70	63
②	①−20	25	15	−8	10	5	−2	55	13	19	23	37	31	5	15	31	16	−3	7	12	37	50	
③	7_1	19	13	0	14	12	9	36	19	13	0	14	12	9	36	19	13	0	14	12	9	36	
④	②−③	6	2	−8	−4	−7	−11	19	−6	6	23	23	19	−4	−21	12	3	−3	−7	0	28	14	
⑤	10_1	14	11	−6	−13	3	−4	8	−7	3	26	14	11	−6	−13	3	−4	8	−7	3	26	14	
⑥	7_1+10_1	33	24	−6	1	15	5	44	12	16	26	28	23	3	23	22	9	8	7	15	35	50	
⑦	②−⑤	11	4	−2	23	2	2	47	20	16	−3	23	20	11	28	28	20	−11	14	9	11	36	
⑧	7_2	20	13	−5	20	10	8	37	20	13	−5	20	10	8	37	20	13	−5	20	10	8	37	
⑨	②−⑧	5	2	−3	−10	−5	−10	18	−7	6	28	17	21	−3	−22	11	3	2	−13	2	29	13	
⑩	10_2	12	12	−3	−16	3	−4	10	−10	−2	29	12	12	−3	−16	3	−4	10	−10	−2	29	12	
⑪	7_2+10_2	32	25	−8	4	13	4	47	10	11	24	32	22	5	21	23	9	5	10	8	37	49	
⑫	②−⑨	13	3	−5	26	2	2	45	23	21	−6	25	19	8	31	28	20	−13	17	14	8	38	
⑬	7_3	21	15	−8	23	12	6	38	21	15	−8	23	12	6	38	21	15	−8	23	12	6	38	
⑭	②−⑬	4	0	0	−13	−7	−8	17	−8	4	31	14	19	−1	−23	10	1	5	−16	0	31	12	
⑮	10_3	10	10	−1	−18	2	−4	11	−12	2	31	10	10	−1	−18	2	−4	11	−12	2	31	10	
⑯	7_3+10_3	31	25	−9	5	14	2	49	9	17	23	33	22	5	20	23	11	3	11	14	37	48	
⑰	②−⑮	15	5	−7	28	3	2	44	25	17	−8	27	21	6	33	29	20	−14	19	10	6	40	
⑱	7_4	23	14	−10	25	11	5	39	23	14	−10	25	11	5	39	23	14	−10	25	11	5	39	23
⑲	②−⑱	2	1	2	−15	−6	−7	16	−10	5	33	12	20	0	−24	8	2	7	−18	1	32	11	
⑳	10_4	8	11	1	−20	1	−3	12	−14	3	33	8	11	1	−20	1	−3	12	−14	3	33	8	11
㉑	7_4+10_4	31	25	−9	5	12	2	51	9	17	23	33	22	6	19	24	11	2	11	14	38	47	34
㉒	㉑+20	51	45	11	25	32	22	71	29	37	43	53	42	26	39	44	31	22	31	34	58	67	54
㉓	−㉒①	6	10	−1	−5	7	4	−4	−4	−2	0	−4	−9	1	4	−7	−5	5	4	2	1	−3	

方差，求出第一主要周期.

以 7 年周期为例. 表 25·18 中按 7 年周期把原序列排成 3 行. 求每一列的总和，然后求出每一列的平均值之间的方差，称为组间差，又求出每一列各点对本列平均的偏差，这样构成的方差称为组内差. 显然，如果组间差比组内差大，就说明各列之间的差异明显，也就说明这种周期性是显著的. 反之，如果组内差大，而组间差小，则说明这种周期性是不显著的.

表 25·18　7 年周期

j \ i	1	2	3	4	5	6	7	
1	25	15	−8	10	5	−2	55	
2	13	19	23	37	31	5	15	
3	31	16	−3	7	12	37	50	
$\sum_{j=1}^{n_i} X_{ij}$	69	50	12	54	48	40	120	
$\frac{\left(\sum_{j=1}^{n_i} X_{ij}\right)^2}{n_i}$	1587	833	48	972	768	533	4800	9541
7 年周期	23	17	4	18	16	13	40	
−4	19	13	0	14	12	9	36	

计算组内差的公式为：

$$Q_1 = \sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{n_i} X_{ij}^2 - \sum_{i=1}^{r} \frac{\left(\sum_{j=1}^{n_i} X_{ij}\right)^2}{n_i} = V_1 - V_2,$$

式中 i 为列数，r 为周期长度，即总列数. 如表 25·17，$r = 7$，i 从 1 到 7. j 为行数，如表 25·18，共有 3 个周期，$n_i = 3$，j 从 1 到 3. 如果资料只有 20 年，那末，排 3 个 7 年周期就短一年. 这样最后一列 $n_i = 2$，j 从 1 到 2. X_{ij} 则是原序列按 r 周期排列后第 i 列，第 j 行的原始数据.

计算组间方差的公式为：

$$Q_2 = \sum_{i=1}^{r} \frac{\left(\sum_{j=1}^{n_i} X_{ij}\right)^2}{n_i} - \frac{\left(\sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{n_i} X_{ij}\right)^2}{n} = V_2 - V_3,$$

式中其它符号与计算 Q_1 时相同，n 为原序列记录总数. 这一例子中 $n = 21$.

对每一种周期求出 V_1，V_2，V_3，再算出 Q_1 及 Q_2 就可以比较那一种周期明显了. 当然，粗略地讲只要 Q_2 比 Q_1 大，同时其比值也比其它周期大就可以说这种周期最明显. 但是比较严格的还要用 F 检验方法来判断.

$$F = \frac{\frac{Q_2}{r-1}}{\frac{Q_1}{n-r}}.$$

Q_2 及 Q_1 分别为组间差及组内差. $r-1$ 及 $n-r$ 为自由度. 例如求 7 年周期的 F 值,先求 $Q_2 = V_2 - V_3$. V_3 即为所有数据和的平方除以 21. 表 25·17 中 21 个原始记录和为 393, 算出 $V_3 = (393)^2/21 = 7355$. V_2 如表 25·18 中算得 9541, Q_2 为 2186. 同时, V_1 为所有记录的平方和, 算得为 12995, 所以 $Q_1 = V_1 - V_2 = 12995 - 9541 = 3454$. 按 F 的公式算出 7 年周期 $F = 1.48$. 同理算出 2 年—10 年各周期的 F 值(表 25·19). 7 年周期最大,为 1.48,所以就把 7 年周期做为第一主要周期.

表 25·19　各种周期的 F 值

r	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Q_2	93	54	533	1382	452	2186	1872	1904	2781
$r-1$	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$Q_2/r-1$	93	27	178	346	90	364	268	238	310
Q_1	5547	5586	5107	4258	5188	3454	3768	3736	2859
$n-r$	19	18	17	16	15	14	13	12	11
$Q_1/n-r$	292	310	300	266	346	246	290	311	260
F	0.32	0.09	0.59	1.30	0.26	1.48	0.93	0.77	1.19
5%信度 F	4.38	3.55	3.20	3.01	2.90	2.85	2.83	2.85	2.90

确定了 7 年周期为第一主要周期,下面就要求出这个周期的第一近似值. 把表 25·17 中每一列平均就得第一近似值: 23, 17, 4, 18, 16, 13, 40. 为了计算方便再把每一个值减去其中最小的一个, 即每个均减去 4. 得: 19, 13, 0, 14, 12, 9, 36, 就是 7 年周期的第一近似值(在表中用 7_1 表示).

不过我们注意到 7 年周期虽然比较明显, 可是 F 值却没有达到 5% 信度标准(表 25·20). 这当然有很多原因,其中一个原因就是还可能有其它长度的周期性变化. 所以下一步就是求第二主要周期.

3. 确定第二主要周期

为了了解除 7 年周期之外,原序列随时间的变化还有什么周期性,可以重复上面的计

表 25·20　F 检验表(信度 5%)

f_2 \ f_1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	20	50	100
1	161	200	216	225	230	234	237	239	241	242	248	252	253
2	18.5	19.0	19.2	19.2	19.3	19.3	19.4	19.4	19.4	19.4	19.4	19.5	19.5
3	10.1	9.55	9.28	9.12	9.01	8.94	8.89	8.85	8.81	8.79	8.66	8.58	8.55
4	7.71	6.94	6.59	6.39	6.26	6.16	6.09	6.04	6.00	5.96	5.80	5.70	5.66
5	6.61	5.79	5.41	5.19	5.05	4.95	4.88	4.82	4.77	4.74	4.56	4.44	4.41
6	5.99	5.14	4.76	4.53	4.39	4.28	4.21	4.15	4.10	4.06	3.87	3.75	3.71
7	5.59	4.74	4.35	4.12	3.97	3.87	3.79	3.73	3.68	3.64	3.44	3.32	3.27
8	5.32	4.46	4.07	3.84	3.69	3.58	3.44	3.50	3.39	3.35	3.15	3.02	2.97
9	5.12	4.26	3.86	3.63	3.48	3.37	3.29	3.23	3.18	3.14	2.94	2.80	2.76
10	4.96	4.10	3.71	3.48	3.33	3.22	3.14	3.07	3.02	2.98	2.77	2.64	2.59
20	4.35	3.49	3.10	2.87	2.71	2.60	2.51	2.45	2.39	2.35	2.12	1.97	1.91
50	4.03	3.18	2.79	2.56	2.40	2.29	2.20	2.13	2.07	2.03	1.78	1.60	1.52
100	3.94	3.09	2.70	2.46	2.31	2.19	2.10	2.03	1.97	1.93	1.68	1.48	1.39

注: f_1 为 F 的分子自由度, f_2 为 F 的分母自由度.

算,不过这次不是对原序列分析,而是把原序列减去 7 年周期的第一近似值,得到一个新的序列(表 25·17 中第 4 行).对新序列求出 2—10 年的各种周期的 F 值记为 F'(表 25·21).

表 25·21　各种周期的 F' 值

r	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Q_2	38	54	470	1281	137	0	1491	955	2463
$r-1$	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$Q_2/r-1$	38	27	157	321	27	0	213	119	274
Q_1	3416	3400	2984	2173	3317	3454	1963	2499	877
$n-r$	19	18	17	16	15	14	13	12	11
$Q_1/n-r$	180	189	176	136	221	247	151	208	80
F'	0.21	0.14	0.89	2.36	0.12	0.00	1.41	0.57	3.42
5%信度 F	4.38	3.55	3.20	3.01	2.90	2.85	2.83	2.85	2.90

从表 25·21 可以看出 10 年周期最明显,而且达到了 5% 的信度标准. 用新序列求出 10年周期的第一近似值为 14,11,−6,…….列入表 25·17 的第 5 行(在表中用 10_1 表示).

4. 叠代求 7 年及 10 年周期函数

上面求到的 7 年及 10 年周期都是第一近似值. 例如求 7 年周期时没有除去 10 年周期,因此 7 年周期的第一近似值还受到 10 年周期的影响. 所以为了求到更好的 7 年周期(即尽量除去其它周期的影响),把原序列减去10年周期的第一近似值,又得到一个新的序列(表 25·17 第 7 行),把这序列按 7 年周期排列,求出 7 年周期的第二近似值. 记在表 25·17 的第 8 行. 这次求出的 7 年周期第二近似值(在表中记为 7_2)比第一近似值应该好一些. 所以把原序列减去 7 年周期的第二近似值 ($7_2'$) 又可以得到一个新的序列(表中第 9 行),这个序列应该是比减去 7 年周期第一近似值 (7_1) 的序列更完全地除去了 7 年周期的影响,所以把这序列再按 10 年周期排列就可求出 10 年周期的第二近似值 (10_2). 这样往复循环叠代多次,就可以求出 7 年周期函数及 10 年周期函数,即 7 年周期与 10 年周期的稳定值.

从原则上讲,凡叠代到再进行叠代时,7 年与 10 年周期值不再改变即可. 实际上,这可以用剩余方差来判断. 所谓剩余方差 (R^2) 就是把每个计算值与实际值相减平方求和,然后再被原序列的总方差除. 表 25·17 中第 6, 11, 16, 21 行分别为第 1 次,第 2 次,第 3 次,第 4 次叠代求出的值. 例如第 6 行与第 2 行相减再平方得 1036. 原序列的总方差即

$$Q = Q_1 + Q_2 = V_1 - V_3 = 12995 - 7355 = 5640,$$

$$R_1^2 = 1036/5640 = 18.4\%.$$

这表明第 1 次求出的 7 年周期与 10 年周期只能反映总方差的 81.6%,尚有18.4% 未能反映. 同样计算说明第二次的剩余方差 (R_2^2) 就只有 13.6%,经过一次叠代剩余方差减少了 5% 左右. 再经一次叠代剩余方差又减少到 10.4% (R_3^2),但是第 4 次求出之剩余方差仅从 10.4 %下降到 9.0% (R_4^2),经过一次叠代剩余方差只减少 1% 左右,说明已无进一步叠代之必要. 占总方差 9% 左右的变化一般讲是非周期项或其它周期项造成的,这已经不是只通过叠代就能解决的了.

5. 预报

求出 7 年及 10 年周期函数以后,按周期函数外延,再相加就得到预报值.不过要每个值加 20,因为开始对资料处理时减去了 20. 这列在表 25·17 的第 22 行. 第 1 行与第 22

行的差给在同一表的第 23 行. 从误差来看似乎有 12 年周期, 从 1963 年开始, 往后的误差随时间变化与 1951 年往后的误差很相似 (图 25·23). 但这不能只根据 21 年资料就下肯定结论, 也不是目前方差分析本身能解决的. 因为一般方差分析的周期只能分析到资料长度的一半, 即 $r \leqslant \frac{n}{2}$. 只有等资料多了, 或用其它方法分析才能解决.

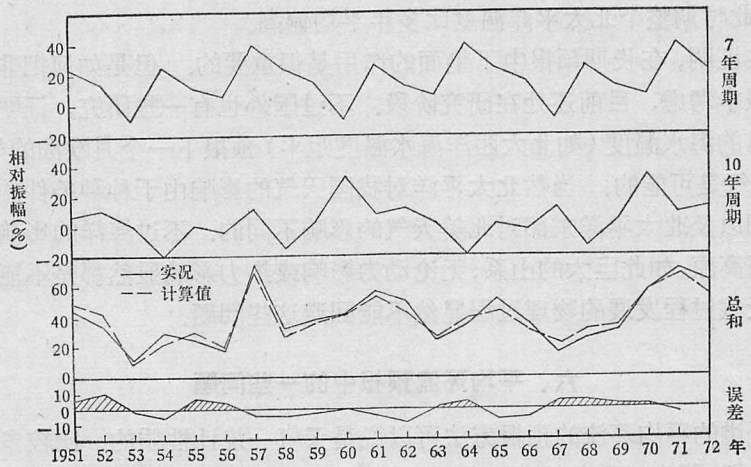


图 25·23　1 月北纬 55° 第 2 波相对振幅的预报

对 1972 年 1 月的预报, 应该认为报的是不错的. 预报第 2 波相对振幅 54%, 实况为 63%, 与预报值很接近.

当然, 原则上讲, 用这一方法预报几年都可以. 但是周期函数本身并不是稳定的, 也是随时间变化的, 所以最好每年重新计算周期函数, 修改预报方案.

应用这种方法还要注意, 并不是资料年限愈长愈好, 年限过长对高频的周期, 如 2—3 年周期就过份平滑了. 所以一般用 20—30 年左右资料比较合适. 是否用三种周期逼近, 或者叠代是否一定能提高预报准确率这些问题还值得进一步研究. 不过这不失为一种定量的长期预报方法, 可以在实际工作中进一步改进.

五、环流异常产生的原因

大气环流为什么会与平均状况产生很大偏差. 这个问题如果不能得到很好的解决, 长期预报就始终只能限于找统计关系. 我们虽然强调在长期预报工作中应当充分利用统计工具. 但是, 最好的统计方法也代替不了对物理过程的分析. 因为关键是需要去粗取精, 由表及里, 通过统计关系及理论研究了解大气环流长期变化的原因、过程、机制. 一些长期预报方法, 往往经受不住时间的考验, 大多数就是因为只根据统计关系预报而不了解其内在联系的缘故.

大气环流为什么会与平均状况有偏离, 在目前有两种不同的观点. 一种认为太阳辐射有变化, 也就是说地球接受的太阳辐射(包括可见光及紫外线辐射、粒子辐射等)不是一个常数. 因此大气环流产生异常.

另一种看法是, 地球的表面是大气的下垫面, 特别是海洋与大气之间有巨大的热能(包括潜热及感热)交换. 大气环流固然可以影响下垫面的状况, 但下垫面(尤其是海洋)

也能对大气产生强烈的反馈作用．因此把大气过程视为绝热过程是与长期预报格格不入的．一个突出的例子就是1962年12月，把这一年1月的36小时斜压数值预报(应用了绝热假定)的500毫巴图加起来，与实况比较，发现最大误差是在太平洋地区，预报比实况偏高很多，而预报误差最大的地区与海水温度正距平区很近．另一个事实也证明海洋对大气环流的作用是不可忽视的，上面谈到1961—1965年，太平洋副热带高压偏强，海水温度分析证明，此时期整个北太平洋温度比多年平均偏高．

这些事实证明，在长期预报中下垫面的作用是很重要的．但是如何把非绝热影响在长期数值预报中考虑，目前还处在研究阶段．不过国外也有一些研究，证明用统计方法根据上一个月的海水温度（如北大西洋海水温度距平）预报下一个月欧洲的气压分布(环流特征）及天气是可能的．当然北太平洋对我国天气的影响由于种种条件的差异是与北大西洋对欧洲以及北太平洋东部对北美天气的影响不同的．不过海洋的影响值得我们注意．同时青藏高原，如此巨大的山系，无论动力影响或热力影响显然都是不能忽视的．研究我国长期天气过程发展的物理过程显然不能回避这些问题．

六、平均环流预报中的一些问题

这一章所讲的平均环流的预报方法可以说是天气—统计性质的．比较多的注意了大尺度环流的特征、环流的季节特点．此外，还有几种预报平均环流的方法．

国外比较早的预报平均环流的方法可以叫做趋势法，主要是考虑环流的多年平均的季节变化．方法是做一系列的30天平均图，即不按整月，而按不同的30天做平均图．例如我们一般用5月平均图，6月平均图等．趋势法不但用这些图，还用例如5月16日—6月15日的平均图，甚至5月21日—6月20日的平均图等．根据这些图的变高做预报．但是这种方法不能报出对多年平均环流季节变化的偏差，计算烦琐，在我国试用了几年效果不好，就停止使用了．

国外还有一种方法是对每个网格点(经纬度交插点)的高度距平的时间序列用谐波分析求出周期变化，用以预报，这种方法特别用来报5天平均图比较好．

此外，我国也还有根据不同区距平找前后的相关，来预报每个区下一个月的高度距平，同时考虑相似年．这方法应用起来有一定效果，但是物理意义不很明确，因此关系不稳定．特别是相似年，有时两个月东亚地区距平场很相似，但下个月却不相似，以致根据相似来预报就发生错误．这里面可能有两方面不足，一是考虑的范围不够大，例如北半球的东西半球显然有相当的联系，有时只看到东亚距平场相似，实际上从北半球来看并不相似．另一方面只看两张距平图没有考虑影响环流长期变化的因子．不过最根本的还是我们对大气环流长期变化的物理原因、过程、机制都了解得很差．单纯用统计的方法就会产生上述缺点．

我国现在月预报，除了应用韵律能做天气过程的长期预报之外，对月内环流形势的演变还注意得很不够．实际要做好月预报，不但要报出下个月的平均环流及天气，还希望能报出月内的过程．在这方面对5天平均环流形势的变化应给予比较多的注意．

至于对下一个月的天气，我国一向采用两种途径预报．一方面从预报出的下月环流估计，一方面还单独对温度、降水进行预报，这显然是必要的．月平均温度与降水的预报可以采用与旬预报相同的很多方法，如相关图解，周期分析等，这在上一章已经介绍过了、

第二十六章　大气环流、气候的振动与年度预报

做年度预报，以及预报时期在1年以上的预报，需要考虑更长时期环流与气候变化的规律.

第一节　气　候　变　化

气候变化从时间尺度上至少分为三种. 即冰河时期的气候变化，历史时期的气候变化，现代的气候变化.

一、三　大　冰　期

在地球发展的历史上，至少共发生过三大冰期，目前地球上的气候正处在最近一次冰期结束，即第四纪冰期结束时期.

第四纪冰期是指大约百多万年以前，一直到约一万年前的一段时期，这段时间内有四次冰期，冰期之间是相对较暖的时期，叫做间冰期.

冰期来临时，我国境内和边境的高山，如喜马拉雅山、天山、秦岭、兴安岭、长白山、阿尔泰山，都为深厚的冰层覆盖，冰盖最厚达四、五百米，此外，亚洲北部、欧洲北部、北美洲均为冰雪遮盖，南半球南极的冰盖远远超过今天，以至有人认为现在南极大陆高度上升是因为冰盖减薄、重量减少的缘故. 甚至非洲中部的高山，在今天冰盖下1515米处还有第四纪的冰迹物，说明当时的冰盖比现在大得多. 又如东南亚的加里曼丹中央高山地区也有古冰川遗迹，比现在的雪线低多了.

到了间冰期，冰盖融化后退. 例如我国最近一次冰期叫大理冰期，大约于一万年前结束，气候变暖，冰流发源场所（冰窖）也完全溶解，于高山顶上形成湖泊（一般称为天池），在陕西太白山顶就有几个天池，估计冰层完全消失，也不过是几千年以前的事.

由此可以看出几点，第一，地球上的气候在地质时代有很剧烈的变化，冰河时期全世界的大陆有三分之一左右为冰雪覆盖，间冰期气候回暖，冰雪溶化. 第二，第四纪的冰河期是全球性质的，并不是个别地区的现象. 第三，这种地质时代的冰期与间冰期的交替是以万年为单位的长时期变化.

我国第四纪冰期中最早的冰期即鄱阳冰期，约出现于距今一百万年，那时人类才开始出现. 象第四纪这样大冰期在地球发展史上至少还有两次. 一次是上古生代的大冰期，约发生于距今二亿五千万到三亿年左右，一次是更早的震旦大冰期，约产生于距今六到七亿年前. 这就叫三大冰期. 地球的年龄估计大约为50—60亿年. 而地表岩石最老的为30亿年. 所以可见地球形成之后，地球上的气候就一次一次经历着巨大的变化.

现在正是一次冰期结束，间冰期开始的时刻. 这就是几千年来气候变化的背景.

二、历史时代的气候变化

上面已经说到，我们正处在间冰期，即气候较暖的时期．但是在地质时代的间冰期内，气候也还是有变化的．例如冰岛和斯堪的纳维亚半岛，岛上气候从一万年前冰河时期结束后到现在，以六千到三千年前一段时期气候最温和，称为黄金时期，那时雪线上升到海拔1400米．到离现在二千五百年前雪线又下降到海拔500—600米．欧洲的气候也有类似的变化，在大约八千年前西欧植被以桦榆、赤杨为主，因此断定该时期气候比现在干而温和，称为北部时期；在七千到五千年以前阔叶木如栎已为针叶树所代替，说明气候冷而干燥，称为亚北部时期．到二、三千年前气候转冷湿，称为亚大西洋时期．距我国较近的印度，按吠陀经记载，古代气候分为三个时期，初期凉爽而雨量平均，继以多雨时期，又继以干旱时期．这个时期距今确切有多久还不能确定，但是估计在四千年到七千年以前．这些材料说明，从最后一次冰期后到现在，也就是近一万年到二、三千年前之间，气候也有过大的变动．以研究的比较多的欧洲而言，气候在几千年之中就经历了暖干—暖湿—冷干—冷湿的变化．从大的阶段讲，目前是处于不甚冷也不甚暖的气候温和阶段．这一段时期的气候状况主要还是靠地质资料来分析．

有历史以后的气候状况分析起来资料就比较多了．自公元前到现在，至少近两千年的气候情况已有了一个初步的轮廓．例如北欧的气候在公元0—400年曾有一段时间好转，以后变坏，在公元870—1200年雪线又上升到1100米与现在相当，但此后气候转冷，在十七世纪到十九世纪称为小冰期，到近百年气候又转暖．西欧的情况与北欧近似，大致上在公元前七世纪之前（约相当于我国商周）比目前要热，在公元十二到十四世纪转冷（约在我国南宋及元时期），以后在十五、十六世纪气候稍转好，与目前相当（约相当于我国的明），到十七、十八世纪出现寒冷时期，二十世纪以来气候又变暖．亚洲北部亦有类似情况，据研究，十三到十五世纪为气候寒冷时期，十六世纪初起气候变得温和，十七世纪又变寒冷，直到十九世纪后半叶，二十世纪初，温度又上升．日本也是十一到十四世纪较冷，而十六世纪初温和，十六世纪中期以后变冷，到二十世纪气温又上升．

我国在公元前八世纪之前的商周时代，根据甲骨文分析，卜春秋晴雨的特多，证明当时生长季节可能较早．而夏季雨量却较丰沛，证明当时温度可能比目前高，雨量稍多．按物候记载与今天的物候比较，发现我国纪元前后的两汉时期气候亦较今天暖．因为春季物候多早一个月，而秋冬之来临又晚一个月．六朝以后的气候情况可从表26·1看出．

表26·1　中国和欧洲各世纪的严寒冬季次数

世纪	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
中国	19	11	9	19	11	16	24	25	35	10	14
欧洲				11	11	16	25	26	24	20	24

我国从七世纪以后较暖，九世纪稍冷，十二世纪到十四世纪之间最冷．这与世界上一些地区的情况也近似，在此以后到十七世纪后半叶严寒又来临了，一直到十九世纪后半叶，二十世纪初气候才又变暖．

表26·2给出19个世纪旱灾与水灾的记录次数及其比率．由此可以看出哪个世纪多

表 26·2　中国历史上之水旱灾

世　纪	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
旱　灾	25	35	24	41	37	41	43	41	43	64	69	58	77	60	54	84	82	36	70
水　灾	4	18	15	5	18	10	13	31	24	36	41	56	43	57	24	43	67	72	81
比　率	6.25	1.98	1.60	8.20	2.06	4.10	3.30	1.32	1.80	1.80	1.70	1.04	1.80	1.05	2.25	1.95	1.72	0.50	0.86
记　事	旱			大旱		旱	旱					雨		雨	旱			雨	雨

雨，哪个世纪干旱较多.

总之，从上面的极简略的介绍也可看出，在史前时期二到三千年，至一万年以前的时期中气候有过大的变动，在有史以来的几千年内，气候也有不止一次的变化，对这种变化而言，二十世纪是气温从十七、十八世纪低点回暖，而降水从十八、十九世纪的较为丰富转为略干的时期. 这就是我们这个世纪所处的气候背景. 我国的情况与世界上一些地区，至少与欧洲及亚洲北部的情况是比较一致的.

三、近代的气候变化

近二百年，或者至少近一百年，世界各地已经建立了气象观测网，有的地区已有了二百年以上的观测记录. 对这些记录已经进行了大量的分析. 在这里，只把我国近代的气候变化做一些分析.

首先一个问题，就是增暖的问题. 例如喜马拉雅山（北纬 30°—31°）北坡上的雪线高度在十九世纪四十年代为 5,067 米. 但 1961 年我国登山队攀登珠穆朗玛峰时所测的雪线已上升到 5800 米，上升了 733 米. 我国的冰川考察队在天山、祁连山、昆仑山、喜马拉雅山，到处看到了冰川退缩的现象. 天山腾格里山区木札特冰川在 50 年内（1909—1959 年），萎缩了 750 米，而土格别里齐冰川和穷特连冰川在 16 年内（1942—1958 年）分别萎缩 1000 米和 2500 米. 帕米尔的慕士塔格山西坡冰川，1956 年树了标记，1960 年再测就已后退. 图 26·1 给出我国一些站的年平均气温的十年滑动平均值（即取 1871—1880 年平均，1872—1881 年平均 …… 等）. 很明显，我国不同地区的站在二十世纪以来气温均有上升，但各地之间稍有差异. 我国东北及华北地区约在 1911—1920 年年

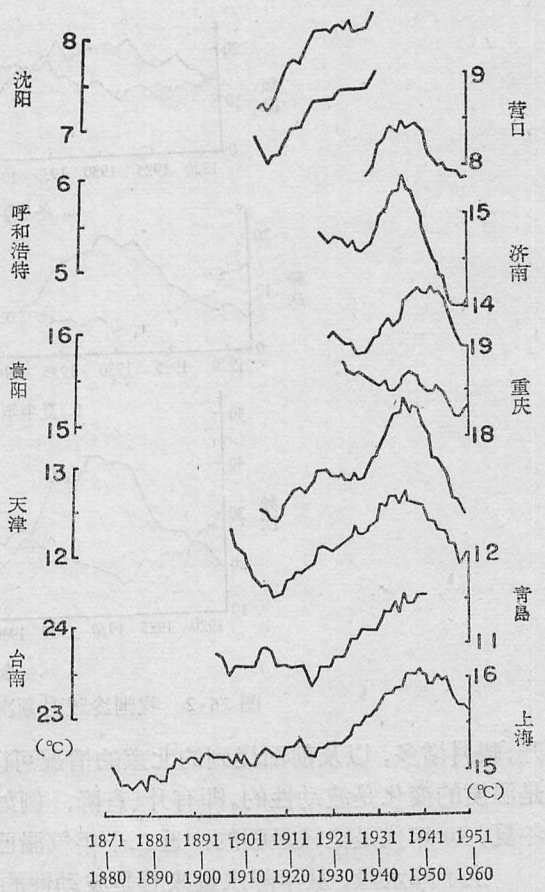


图 26·1　年平均气温的变化

平均气温即开始上升．南部沿海一带到1921—1930年以后才稳定上升，内陆一些站的增暖则可能开始于1931—1940年．但最暖的10年大都在1941—1950年左右．五十年代之后气温又有下降．这里有两个问题：(1)我国的增暖是什么时候开始的，(2)目前的情况如何．我国仅有的记录最长、最完整的站是上海．据上海的资料来看，增暖是从十九世纪七十年代末到八十年代的最低点逐渐回升的，主要增暖产生于二十年代之后．北京的记录更长一些，但可惜残缺不全，不过也可以看出一些头绪．表26·3的资料说明，在十九世

表 26·3　北京年平均气温

年代	1841—1850	1871—1880	1891—1899	1916—1925	1930—1936	1941—1950	1951—1960	1961—1970
T	12.0	11.8	11.5	12.0	12.0	12.0	11.6	11.8

纪中叶气温是与目前相当的．在上世纪末下降到一个低点，以后在本世纪二十年代回升．五十年代气温下降到与上世纪末相近，这与世界上的增暖趋势基本上是一致的．不少作者估计本世纪七十年代后期与八十年代初期气温会比较低，到本世纪末才好转．到底是冬季增暖还是夏季增暖，可以从冷暖月出现的频次来说明．根据全国气温等级图划分出冷月及暖月，做出每10年滑动累积冷暖月次数，绘成图26·2．考虑到近年来气温又上

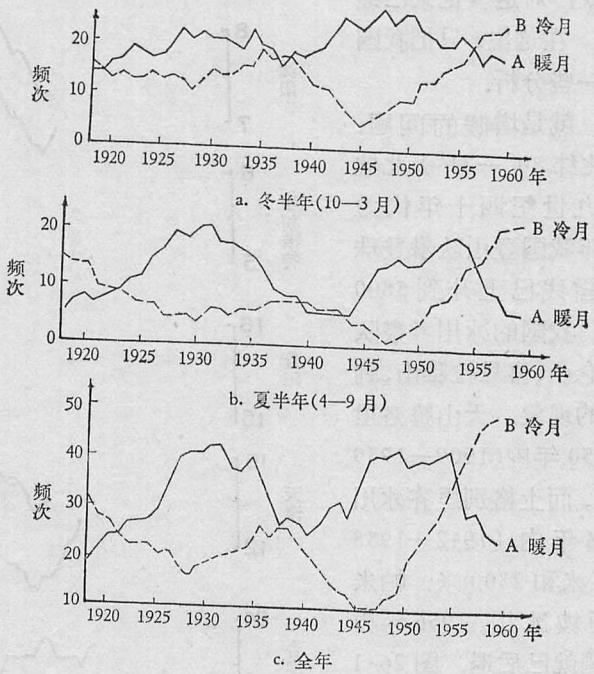


图 26·2　我国冷暖月频次(10年和)的多年变化

升，暖月增多，以及前面提到的北京的情况可以说，目前是处在总的气温上升的后期．但是温度的变化是波动性的，即有升、有降．例如暖月在夏半年的波动就很清楚．但是无论冬夏，40年代是比较最暖的．近二十年气温已下降．

至于降水量，从年降水量来看是波动性的．图26·3给出一些站年降水量的10年滑动平均曲线．可以看出，大部分站均有20年左右或30—35年的周期．这里不妨看一看

北京的降水量，取一些连续5年的平均降水量，仍可有很大的变化．不过隔20—30年总有一个较湿的时期，且干湿期交替出现（表26·4）．表26·5给出按树木年轮定出的北京

表26·4　北京的干湿期（一）

年　份	湿　期	年　份	干　期
湿　期	雨　量	干　期	雨　量
1841—1845	705.5	1874—1878	605.8
1892—1896	799.0	1917—1921	478.3
1922—1926	714.9	1942—1946	463.8
1955—1959	926.7		

表26·5　北京的干湿期（二）

湿　期	干　期
1600—1610	
1645—1665	1615—1625
1690—1710	1670—1690
1795—1815	1740—1770
1830—1860	1870—1890
1890—1900	

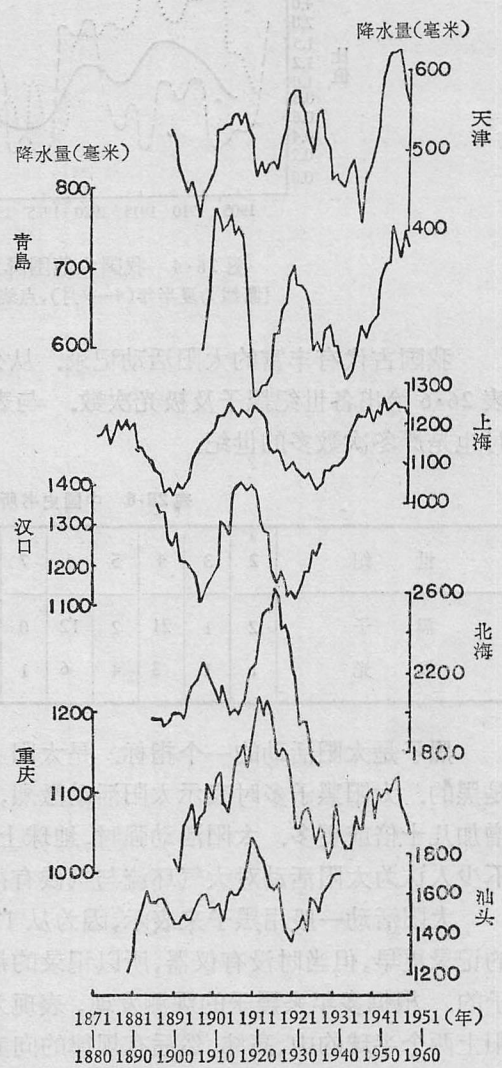


图26·3　年降水量的变化

干湿期．另有故宫晴雨录，有1677—1706年及1724—1900年的记录．分析表明，十八世纪初比较湿润，但中叶干燥，到十八世纪末十九世纪初趋湿润．十九世纪中又较干燥．总之这些资料都说明，一般干湿期是交替出现的．至少近百年的资料证明，并无一致变湿或变旱的趋势．

以上主要是北京的情况，为了分析我国旱涝的总趋势，图26·4绘出我国大范围降水异常的多年变化曲线．数值为正异常与负异常次数的比，取年滑动平均值．比值大于1为正异常（多雨）占优势，比值小于1为负异常（少雨）占优势．从全年降水来看，20年左右的周期振动是很明显的．

四、气候变化的原因

对于气候变化的原因，目前还没有定论．特别是地质时代的气候变化，冰川的形成有各种各样的说法：（1）有的人认为是地球运动的变化，例如地球轨道偏心率，地球轴的倾角的变化使地球接受太阳的辐射产生改变，因而引起气候变化；（2）从地质变化解释气候变化，认为大陆漂移，陆地上升，导致气候变化；（3）也有人认为火山的活动造成大量火山灰，影响太阳辐射；（4）还有人认为太阳活动的变化影响气候变化．特别对于近代的气候变化，大概太阳活动是有一定影响的．下面举几个例子．

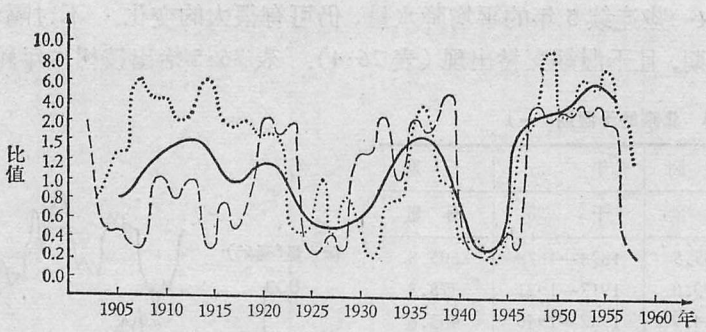


图 26·4　我国大范围降水正负异常比值的多年变化
[断线为夏半年(4—9月),点线为冬半年(10—3月),实线为全年]

我国古代有丰富的太阳活动记录. 从公元前43年即有黑子记载,极光的记载也很多. 表 26·6 给出各世纪黑子及极光次数. 与表 26·1 我国严冬次数比较, 凡黑子出现次数多时也是严冬次数多的世纪.

表 26·6　中国史书所记各世纪黑子及极光次数

世　纪	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
黑　子	2	1	21	2	12	0	0	9	2	5	28	7	19	0	1			
极　光	1	1	3	4	6	1	9	6	4	22	30	9	15	0	7	7	4	1

黑子是太阳活动的一个指标. 是太阳上的一种涡旋,温度比太阳表面低,所以看起来是黑的. 太阳黑子多时表示太阳活动激烈,放出大量的粒子辐射、紫外线等波段的能量也增加几十倍或更多. 太阳活动强时,地球上产生磁爆,无线电通讯中断,极光强烈. 因此,不少人认为太阳活动对大气环流与气候有很大影响,而且找到了很多关系.

太阳活动一般用黑子来表示,因为从 1749 年起就有了详细的连续不断的记录. 我国的记录更早,但当时没有仪器,所以记录的都是很大的黑子. 实际太阳上几乎是经常有黑子的. 根据多年来黑子的观测发现, 表现为黑子的这种涡旋经常是一对一对的出现于太阳上两个半球的中、高纬,然后有规律的向赤道移动,接近赤道而消失. 太阳是大约 27 天自转一周的,黑子在太阳上面旋转,有的大黑子生活史比较长,可以旋转几周,有的小黑子转不到一周就消失了. 现在经常应用的黑子数, 是按黑子大小, 根据一定公式算出来的, 叫做相对黑子数. 各个国家天文台均发布黑子数,但是由于各国观测条件,经验等各方面差别,所以计算的黑子数多少有些出入. 一般均用瑞士苏黎世天文台发表的为准,因为最早的逐日记录就是这个天文台发布的,这样可以应用比较长期的连续记录.

从二百年以上的黑子记录发现有很明显的11年左右周期性变化. 从每个最低点算一个周期, 1755 年为第 1 周, 1964 年进入第 20 周,目前正在太阳活动11年周期的减弱接近最低点年代.第 21 周估计在 1976 年开始.除此以外,每个 11 年周期的极大值还有更长期的变化. 图 26·5 及表 26·7 给出 1749—1971 年太阳黑子数. 可以看出十八世纪末,十九世纪中后期,以及本世纪五十年代是太阳活动强烈的时期.这种周期长度约为 80—90 年,称为世纪周期. 同时还发现 11 年周期极大值有交替涨落的现象. 太阳黑子磁场的观测

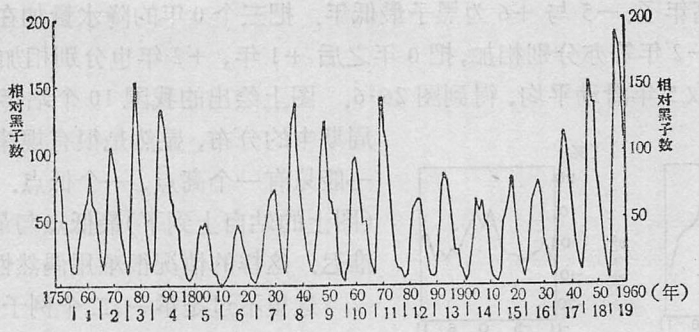


图 26·5　太阳相对黑子数

表 26·7　年平均太阳相对黑子数

年　代	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1740										80.9
1750	83.4	47.7	47.8	30.7	12.2	9.6	10.2	32.4	47.6	54.0
1760	62.9	85.9	61.2	45.1	36.4	20.9	11.4	37.8	69.8	106.1
1770	100.8	81.6	66.5	34.8	30.6	7.0	19.8	92.5	154.4	125.9
1780	84.8	68.1	38.5	22.8	10.2	24.1	82.9	132.0	130.9	118.1
1790	89.9	66.6	60.0	46.9	41.0	21.3	16.0	6.4	4.1	6.8
1800	14.5	34.0	45.0	43.1	47.5	42.2	28.1	10.1	8.1	2.5
1810	0.0	1.4	5.0	12.2	13.9	35.4	45.8	41.1	30.4	23.9
1820	15.7	6.6	4.0	1.8	8.5	16.6	36.3	49.7	62.5	67.0
1830	71.0	47.8	27.5	8.5	13.2	56.9	121.5	138.3	103.2	85.8
1840	63.2	36.8	24.2	10.7	15.0	40.1	61.5	98.5	124.3	95.9
1850	66.5	64.5	54.2	39.0	20.6	6.7	4.3	22.8	54.8	93.8
1860	95.7	77.2	59.1	44.0	47.0	30.5	16.3	7.3	37.3	73.9
1870	139.1	111.2	101.7	66.3	44.7	17.1	11.3	12.3	3.4	6.0
1880	32.3	54.3	59.7	63.7	63.5	52.2	25.4	13.1	6.8	6.3
1890	7.1	35.6	73.0	84.9	78.0	64.0	41.8	26.2	26.7	12.1
1900	9.5	2.7	5.0	24.4	42.0	63.5	53.8	62.0	48.5	43.9
1910	18.6	5.7	3.6	1.4	9.6	47.4	57.1	103.9	80.6	63.6
1920	37.6	26.1	14.2	5.8	16.7	44.3	63.9	69.0	77.8	65.0
1930	35.7	21.2	11.1	5.7	8.7	36.1	79.7	114.4	109.6	88.8
1940	67.8	47.5	30.6	16.3	9.6	33.2	92.6	151.6	136.3	135.1
1950	83.9	69.4	31.4	13.8	4.4	38.0	141.7	189.9	184.8	159.0
1960	112.3	53.9	37.5	27.9	10.2	15.1	47.0	93.8	105.9	105.5
1970	104.5	66.6	68.9							

也证明黑子磁场有 22—23 年周期. 本世纪 50 年代是太阳活动最强的 10 年,我国气温是比较低的,世界上其他很多地区也是在本世纪较长一段时期增暖之后,气温下降. 这与历史时期的情况有一定类似. 又我国 1959—1961 年间连续的偏旱,有人也认为与太阳活动的世纪周期有关,因为在 1640 年, 1785 年与 1877 年间也有特大旱灾.

上面谈到我国一些站的年降水量有 20 年左右的周期,为了弄清楚它们与太阳活动的 22—23 年周期有什么关系, 采用一种叠加法. 因为太阳黑子 11 年周期中的极值经常一个周期高,一个周期低一些. 所以把极值高的年叫主高年,极值低的年叫次高年. 以次高年 1906 年, 1928 年, 1947 年为中心 (0 年) 向前、向后各取一个周期, 这样两端(−11 与

+11)就是主高年了.−5 与 +6 为黑子最低年. 把三个 0 年的降水量加在一起,再把 0 年之前 −1 年, −2 年等亦分别相加,把 0 年之后 +1 年, +2 年也分别相加, 为了去掉 2—3 年的变化再取 5 年滑动平均, 得到图 26·6. 图上绘出的我国 10 个站年降水量在 22 年周期中的分布, 显然是很有规律的, 在 22 年内一般只有一个高点、一个低点. 而且从北向南(图上的站自上到下)最低点与最高点出现时间推迟. 这样的情况很难用偶然性来解释.

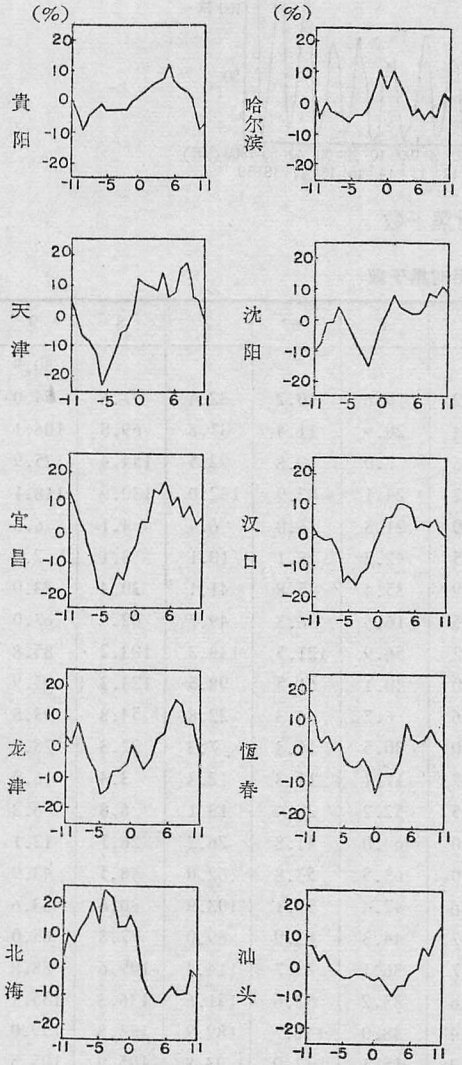


图 26·6 年降水量的 22 年周期

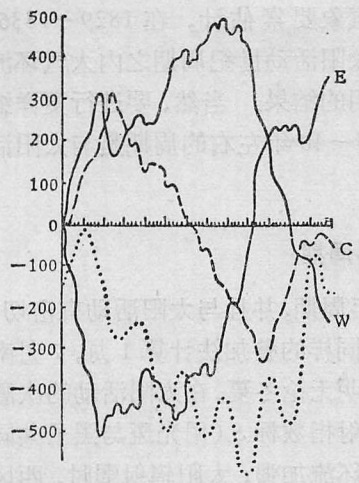
这里不过是举一、二个例子说明,太阳活动可能是地球上气候变化的原因,或者至少说,是变化的原因之一. 但是太阳活动主要表现为太阳辐射的变化,这里有两层意思,一方面太阳活动强时, 粒子辐射、紫外线辐射等大为增加, 另一方面太阳常数也可能有变化. 但是无论如何太阳辐射的变化总不是完全直接影响一个地区的气候的. 直接控制一个地区气候的除太阳辐射外还有大气环流. 如果有什么太阳辐射的变化的话,大气环流的作用也会变化,通过大气环流与辐射变化的共同作用影响一个地区的气候. 所以下一节将谈一谈大气环流的多年变化及其与太阳活动的关系.

第二节 大气环流的多年变化

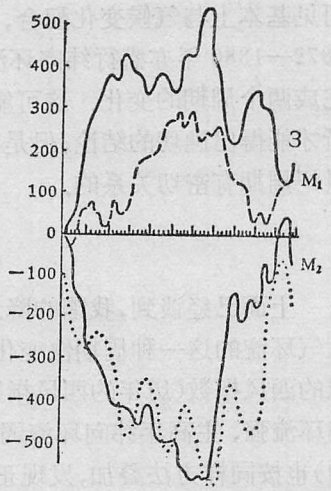
一、大气环流的世纪周期

因为有系统地绘制天气图到现在还不到一百年, 所以研究大气环流的世纪周期材料是不够充分的. 但是已有的资料还是说明大气环流存在长期的变化, 特别是在长期预报中需要注意. 下面引用二个材料说明大气环流的世纪周期.

图 26·7 是大型环流日数的多年变化曲线. 欧洲的 W, E, C 型在第二篇中已简单介绍过. 太平洋的 3 为纬圈环流, M_1 及 M_2 为两种不同的经向型. 图中的曲线叫累积曲线,就是把每年、每一种型日数求距平, 然后从第一年开始把距平逐年相加,曲线上升说明正距平占优势,下降表示负距平占优势. 由此可以看出, 本世纪初纬向环流强, 而后经向环流占优势. 又如北半球 1 月地面西风指数(北纬 40°—70° 气压差) 自上世纪末的三十年到 1960 年下降趋势十分明显. 图 26·8 是地面西风指数的 30 年滑动平均曲线 (即 1871—1900 年, 1872—1901 年, 1873—1902 年 …… 1931—1960 年). 虽然这只是 1 月的情况, 但至少能表示冬季特点. 而 7 月则西风指数在上世纪末较低,本世纪初最强, 到本世纪中又下降. 所以总的说来, 本世纪初是纬向环



(a) 大西洋—欧洲区环流型的世纪周期与太阳活动的关系
(1——W 型，2——C 型，3——E 型，4——相对黑子数)



(b) 太平洋—美洲区环流型的世纪周期与太阳活动的关系
(1——3 型，2——M_1 型，3——M_2 型，4——相对黑子数)

图 26·7　大气环流的多年变化

流强盛的时期，这一点似乎问题不大．而这时正是太阳活动较弱的时候．还有很多其他的证据，也得到类似的结果．综合这些资料可以初步做出结论，对太阳活动的世纪周期而言，太阳活动强时，中纬度径向环流多，西风指数下降，太阳活动弱时，特征相反．

二、大气环流的 35—40 年周期

此外，还有不少人发现很多地区的气候变化有 35—40 年的周期，甚至提出气候变化的顺序经常是冷干→暖干→暖湿→暖干→冷湿→冷干．这样一个循环经常是 40 年左右．这是总结亚洲、非洲、欧洲及南北美洲一百多年的气候变化而得出的．看来我国的情况也类似，本世纪以来的冷暖、干湿，大致可列如表 26·8．

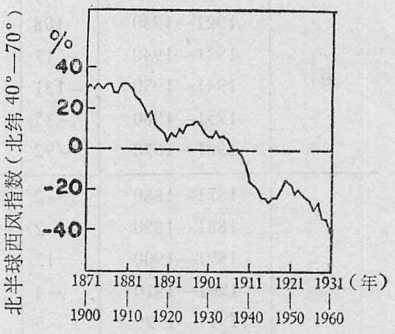


图 26·8　西风指数(30 年滑动平均)

表 26·8　本世纪来我国的气候变化

本世纪年代	十 年 代	二十年代	三十年代	四十年代	五十年代	六十年代
降　水	湿	干	湿	干	湿	干
气　温	冷	冷	暖	暖	冷	冷

与上面谈到的顺序差不多，这是由于降水周期比气温周期短，所以造成这种配置．把欧洲环流型按盛行环流定出阶段，即

$$\underset{E}{1881—1892}\longrightarrow\underset{C}{1893—1905}\longrightarrow\underset{C+W}{1906—1918}\longrightarrow\underset{W}{1919—1928}\longrightarrow$$

$$\underset{E}{1929—1939}\longrightarrow\underset{C+E}{1940—1950}\longrightarrow\underset{E+C}{1951—1961}$$

可见基本上与气候变化配合，并且根据一系列水文气象要素估计，在1829—1836年及1872—1880年亦盛行纬向环流．这就是说，在一个太阳活动世纪周期之内大气环流可能完成两个周期的变化．这可能是与世纪周期共同作用的结果．当然，要进行更详细的分析才能得出确切的结论，但是有人倾向于认为这种35—40年左右的周期是与太阳活动的世纪周期有密切关系的．

三、大气环流的22年周期

上面已经谈到，我国的降水量有明显的22—23年周期，并且与太阳活动有密切关系．大气环流的这一种周期性变化也是十分明显的．用同样的叠加法计算1月，7月南北半球的西风指数（历年的西风指数列在表26·9中）．证明无论冬夏，在太阳活动的次高年纬向环流强，主高年纬向环流弱（图26·9）．把太阳辐射指数标 S（用光斑与黑子共同计算的）也按同样方法叠加，发现正好太阳辐射强时，西风环流加强，太阳辐射弱时，西风环流

表26·9　北半球（北纬40°—70°）西风指数（%）

月份	年代	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1月	1871—1880	−48	96	6	129	−11	46	113	83	−49	58
	1881—1890	32	160	86	123	55	0	82	9	49	88
	1891—1900	3	−17	−92	43	−55	9	−35	205	48	105
	1901—1910	58	14	51	78	94	12	−20	108	48	92
	1911—1920	−26	−29	18	49	−80	9	−79	−83	−26	5
	1921—1930	108	−63	32	−45	89	18	35	121	−106	77
	1931—1940	17	120	−31	102	12	−159	42	9	−88	−231
	1941—1950	−131	−55	−115	57	−157	57	−54	6	128	−57
	1951—1960	−35	28	−71	−60	−17	−103	143	−86	−120	−140
	1961—1970	−92	75	−192	63	−63	−175	15	−89	−177	−171
7月	1871—1880	−2	−26	−91	−77	−94	73	−4	−24	−83	−47
	1881—1890	2	−24	−30	−1	−97	29	105	−18	−27	128
	1891—1900	17	38	−77	67	−36	5	−18	11	−44	−6
	1901—1910	−4	−24	5	105	23	93	−39	58	125	−24
	1911—1920	5	20	−74	−50	−106	105	−42	−56	26	134
	1921—1930	35	−9	−24	81	29	73	−53	117	5	−12
	1931—1940	−42	−68	40	−135	90	−27	−3	43	40	38
	1941—1950	23	35	35	−50	38	46	49	−12	5	−33
	1951—1960	43	79	−1	−4	43	−44	−74	−36	29	−53
	1961—1970	−21	−121	−1	32	−59	11	8	−27	26	29

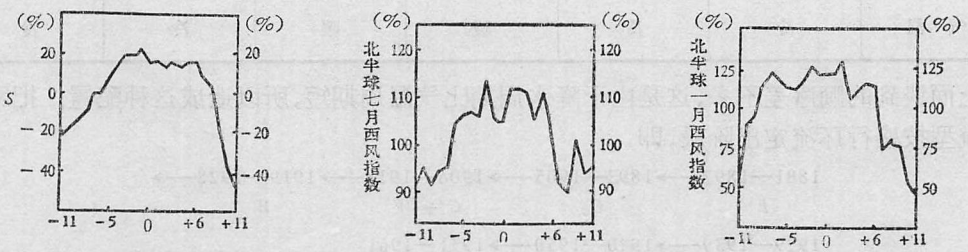


图26·9　西风指数的22—23年周期，0为太阳活动次高年，−11与+11为主高年

减弱．这里不是单纯以太阳黑子为代表的太阳活动．黑子正是在次高年比较弱，而这时正是纬向环流强盛的时期，同样在主高年，太阳活动强，而纬向环流却减弱．因此，与世纪周期的太阳活动强时径向环流强的结论是一致的．同时正好说明，如果太阳辐射有变化，那么太阳辐射的变化未必与太阳黑子的变化完全一致．也可以说只用太阳黑子的相对数来代表太阳活动是有一定限制的，是不全面的．

此外，纬向环流的强度只能表示大气环流的最一般的特征．为了了解各个地区的环流的变化，现在对大气活动中心做一些分析．因为高空图从三十年代末四十年代初才逐渐应用，广泛的绘制还是在第二次世界大战之后，所以为应用比较长时期的环流资料都是应用地面图．对于长期预报主要是应用月平均图（这在上一章已谈到），活动中心是月平均地面天气图上的主要系统．北半球1月主要有阿留申低压、冰岛低压，与亚洲大陆高压，北太平洋高压与北大西洋高压都比较弱．在大洋洲和太平洋地区有一个低压，叫做大洋洲低压，另外南半球的三个大洋各有一个高压，南半球高纬为连续低压带．7月北半球的活动中心主要有亚洲大陆低压、北太平洋高压、北大西洋高压．南半球情况仍为三个大洋上各有一个高压，大洋洲地区的低压却没有了．分析这些活动中心的位置的变化，发现它们的东西或南北摆动也是很有规律的，而且22—23年周期很明显．图26·10绘出1月北半球活动中心位置的22--23年周期分布，在太阳活动次高年(0年)，冰岛低压偏东北，亚洲大陆高压偏西略偏南，阿留申低压也偏北，但有些偏西．这种活动中心的配置是与高指数时的环流特点一致的，同样主高年的特点正好是低指数时的情况．高指数时我国偏暖而干，低指数时我国偏冷，降水偏多．四十年代正是次高年，我国冬季特别暖，而五十年代中出现几次严冬，降雪也较多．22—23年周期的影响可能是原因之一．

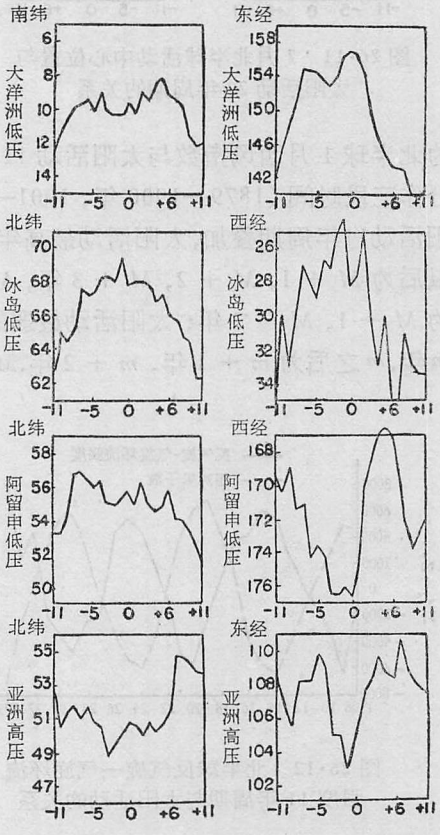


图26·10　1月北半球活动中心位置与太阳活动22年周期的关系

图26·11为7月活动中心位置的22—23年周期．亚洲低压与北太平洋高压的周期性最突出．北太平洋高压的东西位置，在次高年偏东，主高年偏西．亚洲低压则在次高年偏西，主高年偏东．副热带高压与亚洲低压的东西位置是与我国的夏季降水有密切关系的．大陆低压发展，偏东、偏北时，降水自然偏多，太平洋高压中心偏西时往往也比较弱，也有利于我国降水．反之，亚洲低压偏弱，西退，太平洋高压中心偏东时高压本身也比较强，其西部脊却往往西伸使我国少雨．这可以解释我国降水量变化中表现比较明显的22—23年周期．

四、大气环流与太阳活动11年周期的关系

太阳黑子的11年周期非常明显，至今二百多年，虽然周期长短时常有些摆动，但总的周期性变

化从来也没有破坏过，尽管对太阳活动11年周期产生之原因，以及影响地球大气的途径远没有一致的意见，更没有很多理论研究．但是很多事实证明，大气环流及气候与太阳活动的11年周期是有密切关系的．问题在于深入分析，而不能轻率的下结论．因为象地磁活动及极光等现象11年周期是十分明显的，而且也可以毫不怀疑的说，这是太阳活动的影响，因为对这些现象的变化原因，即与太阳活动的内在关系已有了一定的了解．但是大气环流却比较少有单纯的11年周期．例如北半球的环流指标（用反气旋减气旋环流强度表示）做5年滑动平均结果，发现关系很好，太阳活动强时气旋环流强，太阳活动弱时反气旋环流强（图26·12）．这里所以用5年滑动平均是为了除去5年左右的周期，不除去5年左右的周期是得不到这样好的关系的．实际上，大气环流的5年左右的周期是很重要的，确切地说，在一个11年周期内，大气环流的变化有二个周期．从图26·13，可以看出，在太阳活动很强或很弱时，强经向环流型都比较多，这种情况也是比较普遍的．不过，不同的11年周期也还有差别．例如图26·14为北半球1月西风指数与太阳活动11年周期的关系．根据指数变化及太阳活动的特点分作三段时间（1879—1900年，1901—1933年，1934—1963年）．把每一段时间内按太阳活动11年周期叠加，太阳活动最高年为M，以后为$M+1$，$M+2$，$M+3$年，M之前为$M-1$，$M-2$年；太阳活动最弱的年为m年，m之后为$m+1$年，$m+2$年，M年后、

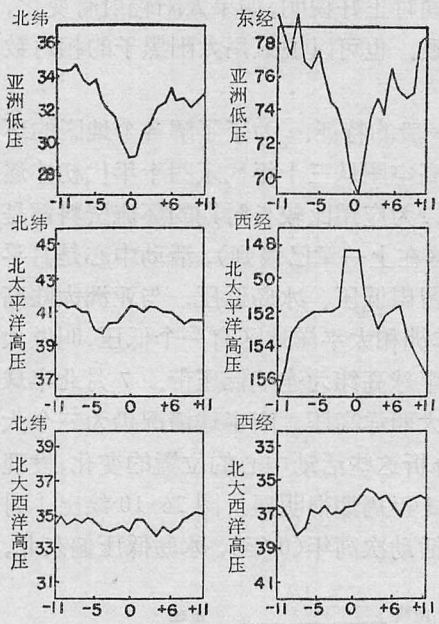


图26·11　7月北半球活动中心位置与太阳活动22年周期的关系

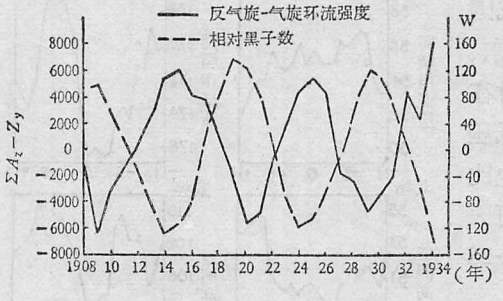


图26·12　北半球反气旋—气旋环流强度11年周期与太阳活动的关系

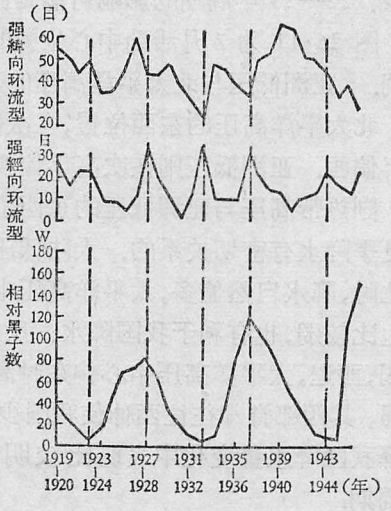


图26·13　北美环流型与太阳活动11年周期

m年之前为$m-3$，$m-2$，$m-1$年，共12年．为什么M年之前短，M年后长呢？这是适应太阳黑子变化，总是上升段时间短（3—5年），下降段时间长（4—6年）．11年的周

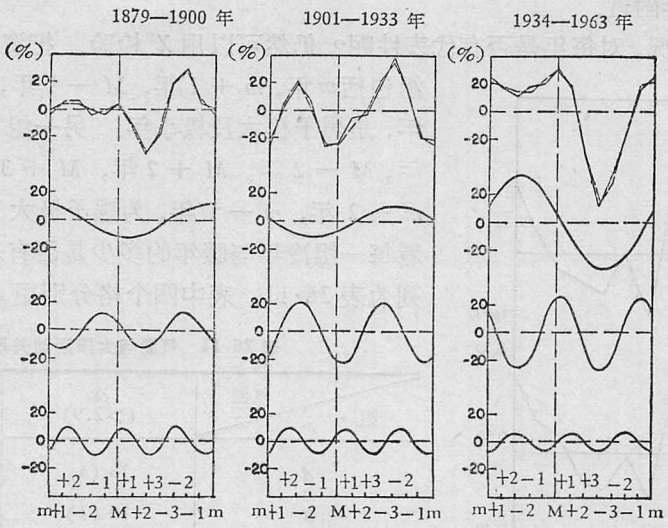


图 26·14　西风指数在太阳活动 11 年周期内的分布
（断线为谐波分析计算值，实线为实况）

期排列在表 26·10 中．为了对 11 年内的变化看的更清楚一些，把叠加的结果做谐波分析（方法见上一章），分解为 1 个波，即 11 年周期（实际用 12 年），2 个波即 5—6 年周期（实际用 6 年），3 个波，即 4 年周期、计算表明，11 年周期与 5—6 年周期都很显著，但不同的阶段略有差异．阶段划分是与太阳活动世纪周期有关的，因此，可能大气环流与太阳活动 11年周期的关系也受世纪周期的影响，关系比较复杂．不过，如果因为关系有些变化就否认太阳活动与大气环流有关系，可能也是不恰当的．

表 26·10　11 年周期之年代排列

周	*m*	+1	+2	−2	−1	*M*	+1	+2	+3	−3	−2	−1	*m*
12	1879	1880	1881	1882	1883	1884	1885			1886	1887	1888	1889
13	1889	1890	1891	1892	1893	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900	1901
14	1901	1902	1903/1904	1905	1906	1907	1908	1909			1910	1911	1912
15	1912	1913	1914/1915	1916	1917	1918	1919	1920		1921	1922	1923	1924
16	1924	1925			1926	1927	1928	1929	1930	1931	1932	1933	1934
17	1934	1935			1936	1937	1938	1939	1940	1941	1942	1943	1944
18	1944	1945	1946		1947	1948	1949	1950	1951		1952	1953	1954
19	1954	1955	1956		1957	1958	1959	1960		1961	1962	1963	1964
20	1964	1965		1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975

先谈气温．上面已经讲过，中央气象台曾绘制了我国的逐月气温等级图，每个月都有一张等级图，每一张等级图都可以求出一个平均等级．把 1913 年以后 5 个 11 年周期按表 26·10 排列，得到图 26·15．图中等级大代表冷，数值小代表暖，很明显，在太阳活动最强年与最弱年都比较冷．这与前面举的北美的例子也类似．不过图 26·15 是 1 月的环流指数，不一定能代表全年．把 500 毫巴东亚纬向环流指数（I_3）及经向环流指数（I_M/I_3）（均用 45°—65°，60°—150° 算出，记录自 1939 年开始），亦按 11 年周期排列，凡是经向指数强，纬向指数弱（坐标向下），正是我国比较冷的时期，而这均出现在太阳活动 11 年周

期的m年或M年附近.

这是平均情况，对每年是否有代表性呢？仍然可以用χ^2检验. 把资料分为两组，A组包括m年，$m+1$年，$M-1$年，M年，$M+1$年，是黑子极大及极小年. 另一组B组包括$m+2$年，$M-2$年，$M+2$年，$M+3$年，$m-3$年，$m-2$年，$m-1$年，为黑子极大、极小之间的年. 看每一组冷年与暖年的多少是否有差别. 共49年列为表26·11. 表中四个格分别用a，b，c，d代表.

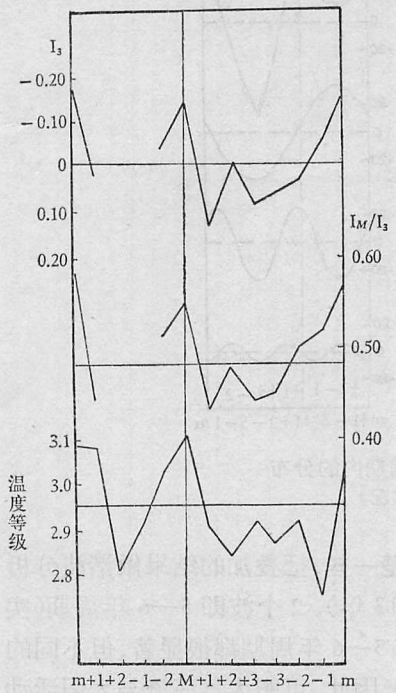


图 26·15 气温、环流指数与11年周期的关系

表 26·11 气温与太阳活动关系检验

组 \ 气温	冷 (>2.9)	暖 (<2.9)
A	18 (a)	7 (c)
B	10 (b)	14 (d)

$$\chi^2=\frac{D^2}{N}$$

其中，$D=(c-d)-(a-b)$，N为总次数，在这里是49. 按自由度为1，而$\chi^2=4.60$，超过了5%信度的界限. 所以说A与B组的差别是明显的. 近来(1954，1957年)是相当冷的，这两年正好是第19周的m年与M年.

至于降水量，就比较复杂了，因为降水量的偏多、偏少经常地区性很大. 所以需要分区讨论. 把全国分为13个区，将年降水量亦按表26·10排表，发现11年周期也很明显，同时11年内与气温类似也有两个峰值与谷值. 图26·16给出几个区做为例子. 考虑到环流的世纪周期，把14，15，16周与17，18，19周分别讨论. 在图26·16上前三个周期(弱周期)用实线，后三个周期(强周期)用虚线. 可以看出，内蒙、华北、西北等地区在m年与M年降水较多，而在极值之间的年份降水偏少，不过在强周期表现比较清楚. 而有一些地区如长江下游、山东等地多雨期常出现在极值年之间，而且在弱周期比较突出. 有一些地区还有11年左右的周期，这在曲线上也有表现，如强周期东北与华中就是这样. 此外，分析表明，降水量2—3年的周期也很重要，这我们在下一小节再谈.

以上只不过举二个例子说明我国气候与太阳活动可能存在的关系及分析方法. 要在预报中应用，需要每个站，每个月的情况进行细致的分析.

五、大气环流的两年周期

近十几年来由于高空探测资料的增加，人们注意到一个十分特别的现象：赤道地区上空20—30公里的环流有近似一年吹东风，一年吹西风的现象. 赤道地区的环流是比较稳定的，而这种东西风的交替又不是个别站的情况，在北纬15°到南纬15°间是相当普遍的. 仔细分析东西风交替的周期平均为26个月，所以称准两年周期. 后来又发现中纬度

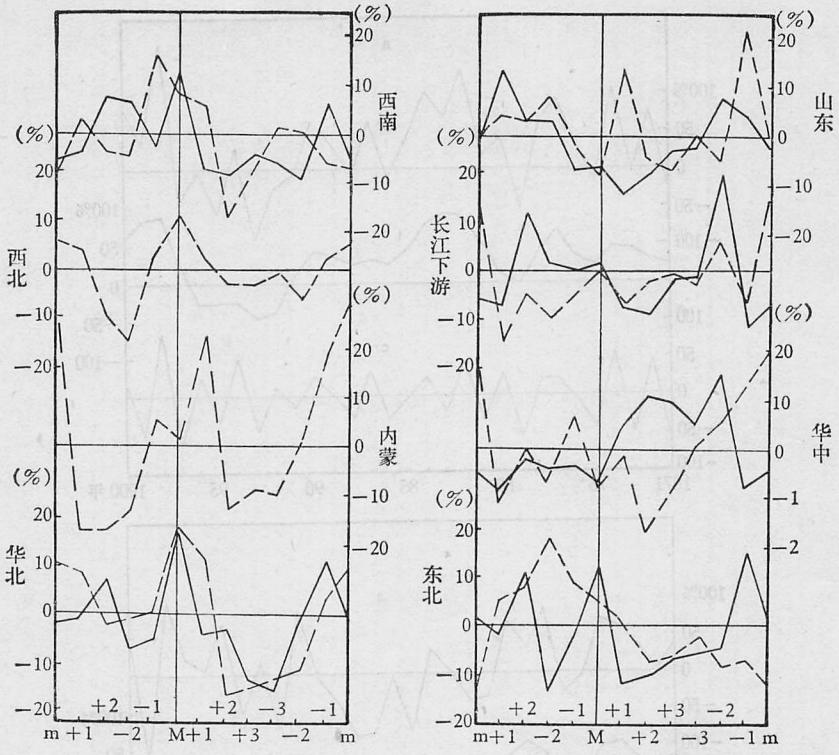


图 26·16　降水量与 11 年周期的关系

大气环流及低纬的气候情况也有两年周期的现象.

我国南方一些站也有这方面的谚语,例如广东就有"单年多雨,双年少雨"的传说. 图 26·17 为广州近 20 年的年降水量,显然,大部分情况下单年(1951,1953,1955,1957……年)都是多雨的,或者至少比前一年多. 但是我们也注意到1963年不但不多,反而相当少,1967—1970 年又变化不大. 同时查看广州解放前的资料也发现有时有两年周期,有时又不清楚,甚至二十年代经常是双年多雨,单年少雨. 这说明两年周期是不稳定的,不过是不是由此就可以做出结论说两年周期不存在,或者在预报中无法应用呢? 可能不是这样. 这主要有两个原因,一个是与其它长度的周期混在一起,另一个是两年周期长度本身也有变化.

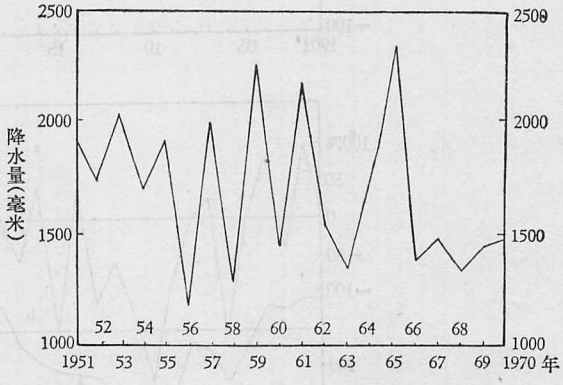


图 26·17　广州年降水量

关于如何把两年周期与其他周期分开,有不同的方法,最简单的方法是把序列做 3 年加权平均,然后从每年的记录中减去这个平均值就得到两年周期值. 具体做法在下一节还要讲,这里只给一个例子. 图 26·18 是 1871—1960 年 1 月北半球西风指数,可以看出

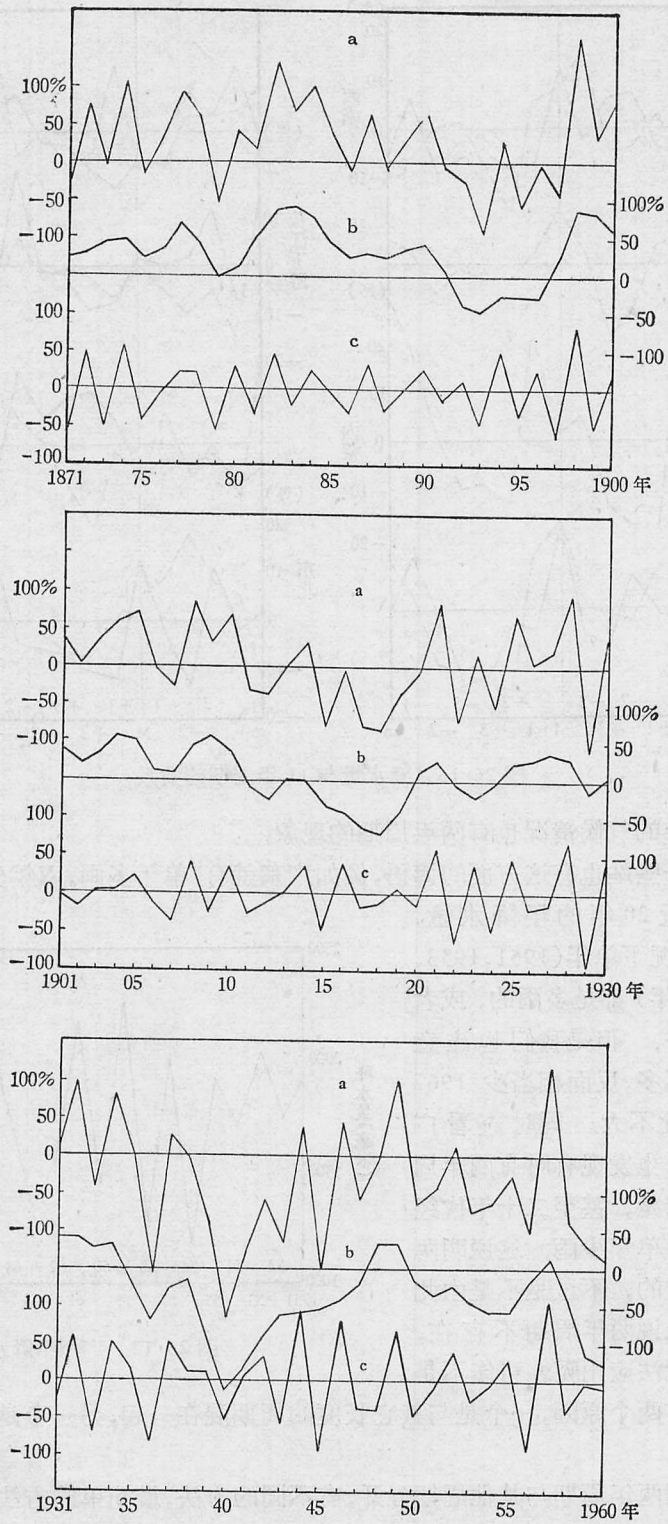


图 26·18　北半球 1 月西风指数
(a) 月平均值　(b) 3 年加权平均值　(c) 两年周期部分

两年周期部分十分清楚．如果第一年为正距平，第二年经常是负距平，第一年为负距平，第二年则多为正距平．自1871—1960年，90年之中相邻两年符号相反的有69次，不反号的有21次．正负距平数相当，按概率应该反号与不反号各占45次．对此做χ^2检验，信度值小于0.001，证明两年周期确实是存在的．

关于两年周期长度的变化，有人认为与太阳活动有关．所以把上面计算的1月西风指数的两年周期部分按表26·10排列，得到表26·12．把西风强的年份标出来，就很容易看到，在太阳活动的双周与单周是不同的．在太阳活动的12，14，16，18周，与13，15，17，19周(西风强的用△表示)，两年周期特点如下(表26·13)．

表26·12　西风指数两年周期与太阳活动的关系

周	m	$m+1$	$m+2$	$M-2$	$M-1$	M	$M+1$	$M+2$	$M+3$	$m-3$	$m-2$	$m-1$	m
12	**1878**	1879	**1880**	1881	**1882**	1883	**1884**	1885	1886		**1887**	1888	1889
13	1889	**1890**	1891	**1892**	1893	**1894**	1895	**1896**	1897	**1898**	1899	**1900**	**1901**
14	**1901**	1902	**1903**	**1904**	**1905**	1906	1907	**1908**	1909	**1910**	1911	1912	1913
15	1913	**1914**		1915	**1916**	1917	1918	**1919**	1920		**1921**	1922	**1923**
16	**1923**	1924	**1925**	1926	1927	**1928**	1929	**1930**			1931	**1932**	1933
17	1933	**1934**		**1935**	1936	**1937**	**1938**	**1939**	1940	1941	**1942**	1943	**1944**
18	**1944**	1945			**1946**	1947	1948	**1949**	1950	1951	**1952**	1953	1954
19	1954	**1955**	1956		**1957**	1958	1959	1960		1961	**1962**	1963	**1964**

注：黑体字是西风强的年份

表26·13　西风指数与太阳活动11年周期的关系

太阳活动	m	$m+1$	$m+2$	$M-2$	$M-1$	M	$M+1$	$M+2$	$M+3$	$m-3$	$m-2$	$m-1$	m	$m+1$
双　周	△	— 2 —	△	— 2 —	△	— 3 —	△	— 3	—	△	— 3 —	△		
单　周		△ — 2 —	△	— 2 —	△	— 2 —	△	— 3	—	△	— 2 —	△		

在m年到M之间基本上是2年周期，而在M年之后到m年之间，经常产生变化，有时周期拉长，成为3年周期．把两种情况下，即单周与双周中的△与非△年分为两组，两组中西风强弱出现的次数差别是很大的(表26·14)．用与表26·11相同的方法检验，信度值<0.001．

我国的年降水量也有类似情况．即两年周期长度有一些变化，而且与太阳活动有密切关系．

表26·14　西风指数两年周期的检验

年份＼西风	强	弱
△ 组	29	9
非△组	8	40

总之，大气环流与气候要素经常也表现有两年周期，如果运用得当，也能做为年度预报的一个重要依据．不过由于这种周期长度有一定变化，所以，单纯用谐波分析不太好，至少不要对整个序列用谐波分析．又如从前也有一种预报方法，单纯的用前两年的变高，取相反符号做为当年到来年的变高，这也不恰当．虽然按这种方法计算变高之间的相关系数也不小，但主要是因为都用了同一年来做变高，而取反号，相关系数自然是负的．周期长度一有变化就完全错了．所以在预报中应用两年周期时要特别注意周期长度的变化．

第三节　年度预报方法

本节主要是对要素本身变化的规律进行分析．分析的对象是上海的年降水量，分析的方法是把降水变化看做三部分：多年变化，11 年变化，两年周期组成，此外，还有非周期项，但一般认为此项比较小，主要考虑前三项，现在分别讨论．

一、决定多年变化

首先是确定降水量的多年变化趋势，这可以从 10 年滑动平均看出．表 26·15 中年份之后的数字就是年降水量．决定多年变化也可以分为三步：第一步先把降水量变成百分比，同时减去 100%，这样就成了降水量距平百分比．分析起来比较方便，下面所有讨论都是针对这个距平百分比进行．我们共应用 93 年资料．1873—1965 年．求出平均为 1146 毫米．然后对每一年求出距平百分比（R）．例如 1873 年降水量 975 毫米，距平百分比 R 为 −15，1875 年降水量 1588 毫米，距平百分比 R 为 39．

第二步是求多年变化，把 R 求 10 年滑动平均记为 $\bar{R}$．例如 1873—1882 年和为 10，除以 10 得 1.0，依次再求 1874—1883 年和为 20，除以 10 得 2.0．这样一直求到 1960—1969 年，又补了 1966—1969 年得 −8.8．这些数字列在表 26·15 的第三行，图 26·19 给出这 10 年滑动平均的曲线．无论表或图，都是把 10 年平均的值写在第 6 年上．例如 1873—1882 年平均写在 1878 年上，1874—1883 年的平均写在 1879 年上……1960—1969 年平均写在 1965 年上．从图上可以很明显的看到是一种周期性的振动．

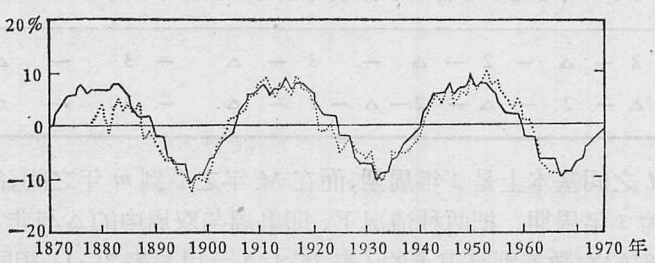


图 26·19　上海年降水量（%）的多年变化
（点线为 10 年滑动平均，实线为 35 年周期）

第三步做出多年变化的预报．前面第二十五章已经介绍过方差分析的方法．这里用这方法求多年变化．为了减少工作量我们只取 18 个 10 年滑动平均值 $\bar{R}$ 来分析．取 1880，1885，1890…… 1965 年的 $\bar{R}$ 18 个值，在表 26·15中 用黑体字标出．从图 26·19 可以大致看出，周期振动约为 30—40 年．计算表明周期大约在 35 年到 40 年之间接近 35 年，我们就用 35 年．

仍采用上一章方差分析求周期的办法，把 1931 与 1965 年，1896 年与 1930 年平均求 35 年周期的变化值．即 $1/2(-5.0-8.6) = -6.8$，$1/2(-8.5-11.7) = -10.1$……．1965 年与 1930 年平均：$1/2(-8.8-5.7) = -7.3$．然后 1966 年后就从 −6.8 开始往后排，得到多年变化的预报值．图 26·19 中把这排出来的值用线划在图上．

这就是上海年降水量的多年变化部分．

表 26·15　上海年降水量变化的分析

年份	R	%	$\bar{R}$	R^*	R'	R''	年份	R	%	$\bar{R}$	R^*	R'	R''
1873	975	−15					1923	1021	−11	0.1	−11	−8	−3
74	1006	−12					24	986	−14	−1.2	−13	−16	3
75	1588	39					25	795	−31	**−4.7**	−26	−12	−14
76	770	−32					26	1132	15	−3.6	19	4	5
77	1009	−12					27	1171	2	−2.7	5	9	−4
78	1207	5	1.0	4	(−1)	(5)	28	1162	2	−4.5	7	−2	9
79	1271	11	2.0	9	4	5	29	792	−31	−4.6	−26	−10	−16
80	1102	−4	**3.6**	−8	2	−10	30	1144	0	**−5.7**	6	8	−2
81	1340	14	−0.6	15	9	6	31	1602	40	−5.0	45	22	23
82	1331	16	3.1	13	8	5	32	951	−17	−8.5	−8	7	−15
83	1085	−5	4.5	−10	−2	−8	33	1003	−12	−9.7	−2	−7	5
84	1184	4	2.5	1	−4	5	34	859	−25	−8.8	−16	−13	−3
85	1113	−3	**4.2**	−7	−3	−4	35	871	−24	−8.2	−19	−17	−2
86	1205	5	2.9	2	−1	3	36	912	−20	−5.2	−15	−14	−1
87	1171	2	3.9	−2	−4	2	37	1025	−10	−4.7	−5	−2	−3
88	975	−15	−1.5	−13	0	−13	38	1264	11	−4.8	16	9	7
89	1462	28	−1.0	29	8	21	39	1197	5	−3.8	9	9	0
90	947	−17	**−3.2**	−14	7	−21	40	1141	0	**−3.4**	3	15	−12
91	1416	24	−4.0	28	3	25	41	1659	45	1.3	44	17	27
92	709	−38	−5.5	−32	−8	−24	42	943	−18	3.9	−22	−2	−20
93	1148	0	−6.0	6	−8	14	43	1123	−2	6.3	−8	−16	8
94	935	−18	−7.1	−11	−5	−6	44	910	−21	5.4	−26	−11	−15
95	1016	−11	**−9.1**	−2	−4	2	45	1405	23	**5.6**	17	2	15
96	1032	−10	−8.6	−1	1	−2	46	1209	6	7.9	−2	6	−8
97	1106	−3	−11.7	9	0	9	47	1306	14	4.4	10	3	7
98	850	−26	−9.1	−17	−2	−15	48	1167	2	7.4	−5	0	−5
99	1233	8	−9.6	18	4	14	49	1226	7	6.2	1	3	−2
1900	1009	−12	**−8.9**	−3	3	−6	50	1403	23	**10.4**	13	8	5
01	1064	−7	−6.2	−1	−4	3	51	1256	10	7.4	3	6	−3
02	1005	−12	−2.6	−9	−6	−4	52	1286	12	8.0	4	−3	7
03	1086	−5	−1.5	−3	−7	4	53	985	−14	9.5	−24	−8	−16
04	1023	−11	0.6	−12	−3	−9	54	1390	21	8.2	13	−3	16
05	1331	16	**1.0**	15	11	4	55	1062	−7	**8.1**	−15	−3	−12
06	1439	26	2.0	24	17	7	56	1287	12	6.2	6	5	1
07	1237	8	3.3	5	6	−1	57	1477	29	5.2	24	10	14
08	1088	−5	6.0	−11	−3	−8	58	1018	−11	2.9	−14	−1	−13
09	1289	12	5.9	6	−2	8	59	1218	6	5.1	1	−2	3
10	1116	−2	**7.5**	−10	−4	−6	60	1192	4	**0.9**	3	2	1
11	1218	6	8.8	−3	−2	−1	61	1149	0	0.6	−1	−2	1
12	1321	15	7.3	8	0	8	62	1012	−11	−0.8	−10	−2	−8
13	1078	−6	5.7	−12	−5	−7	63	1238	8	−6.7	15	2	13
14	1203	5	7.7	−3	1	−4	64	904	−21	−8.5	−12	−3	−9
15	1480	29	**6.9**	22	12	10	65	1026	−10	−8.8	−1		
16	1269	11	6.0	5	4	1	66	1115	−2				
17	1049	−8	8.5	−17	−5	−12	67	807	−30				
18	1318	15	7.1	8	−1	9	68	816	−29				
19	1192	4	6.6	−3	−4	1	69	1177	3				
20	1016	−11	**4.7**	−16	−1	−15	70	863					
21	1507	31	−1.3	32	13	19	71						
22	1160	1	−0.9	2	6	−4							

二、决定11年周期

把序列做10年滑动平均，可以除去大约10年以内的周期性与非周期性变化．但是10年以内的变化还是很大的，在预报中必需考虑．把每年的降水量R减去10年平均$\bar{R}$就得到10年以内的变化，记做R^*（表26·15）．R^*中既包括大约与太阳活动11年周期有关系的变化，也包括2年左右的周期与非周期变化．看每年的记录就可以看到2年左右的周期是很明显的，所以为了分解出11年左右的周期还要从R^*中把2年左右的周期除去．上一节已经讲过．2年周期有时表现为3年周期，所以通常用3年加权平均除去2年周期．即取

$$R_n = \frac{1}{4}(R_{n-1} + 2R_n + R_{n+1}),$$

n为任何一年．这样求出的数字记为R'，R'即大约相当于太阳活动11年周期有关的部分（数值见表26·15）．

现在问题是找到与太阳活动11年周期的关系．我们应用一般通用的排表法．按第二节所述自1878到1964年，正好8个太阳活动周期．R'数值按表26·10排成表26·16，可

表26·16　上海降水量与太阳活动11年周期的关系

周	m	+1	+2	−2	−1	M	+1	+2	+3	−3	−2	−1
12	−1	4	2	9	8	−2	−4	−3	−1		−4	0
13	8	7	3	−8	−8	−5	−4	1	0	−2	4	3
14	−4	−6	−7	−3	11	17	6	−3	−2	−4	−2	0
15	−5	1		12	4	−5	−1	−4	−1		13	16
16	−8	−16	−12	4	9	−2	−10	8			22	7
17	−7	−13		−17	−14	−2	9	9	15	17	−2	−16
18	−11	2			6	3	0	3	8	6	−3	−8
19	−3	−3	5		10	−1	−2	2		−2	−2	2
12—15	−1	2	−1	3	4	1	−1	−2	−1	−3	2	5
16—19	−7	−8	−4	−7	3	−1	−1	6	12	7	4	−4

以看出，在太阳活动的世纪周期不同部分情况是不同的，当太阳活动自世纪周期的高点下降时，第12周到15周，R'在$M-1$到$M-2$及$m-1$到$m-2$各有一峰值．明显表现为5—6年周期，而当太阳活动处于世纪周期的增强阶段（第16周到19周）却主要是一峰一谷．低点在m年左右，高点在$M+3$年前后．为了更清楚，我们绘成图，图26·20给出这两个阶段平均值的曲线．

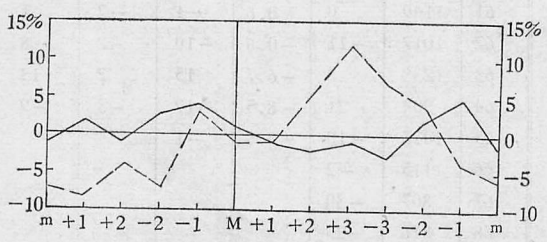


图26·20　上海降水量与太阳活动11年周期的关系
（实线为12—15周，虚线为16—19周）

有了11年变化平均情况就可以预报了．而且因为太阳活动的预报也基本是准确的，按目前预报，未来的m年是1976年．而太阳活动的世纪周期在本世纪五十年代已经达到了顶点，这一般已为大家所公认．所以七十年代就可以按

世纪周的下降阶段情况来预报了．即采用12—15周的平均．

三、决定2年周期

把表26·15中 R^*-R' 就得到两年周期部分，记为 R''．当然这里面还包括有非周期性变化．但主要是2年左右的周期．上一节已经谈到，2年周期是与太阳活动有密切关系的，所以依然把 R'' 也按表26·10排列，得到表26·17．从表中可以明显看出，同样双

表26·17　上海降水量2年周期与太阳活动11年周期的关系

周	m	m+1	m+2	m−2	m−1	M	$M+1$	$M+2$	$M+3$	$M-3$	$M-2$	$M-1$
12	5	5	−10	6	5	−8	5	−4	3		2	−13
13	21	−21	25	−24	14	−6	2	−2	9	−15	14	−6
14	3	−4	4	−9	4	7	−1	−8	8	−6	−1	8
15	−7	−4		10	1	−12	9	1	−15		19	−4
16	−3	3	−14	5	−4	9	−16	−2			23	−15
17	5	−3		−2	−1	−3	7	0	−12	27	−20	8
18	−15	15			−8	7	−5	−2	5	−3	7	−16
19	16	−12	1		14	−13	3	1		1	−8	13
双周	−3	5	−7	1	−1	4	−4	−3	5	−5	8	−9
单周	9	−10	13	−5	7	−9	5	0	−6	4	1	3

周与单周时情况是完全不同的．所以对12，14，16，18周及13，15，17，19周分别求平均．数字列在表的下边．同时为了清楚起见也绘成图（图26·21）．可以看出与上一节所讲的西风指数的变化规律是类似的．

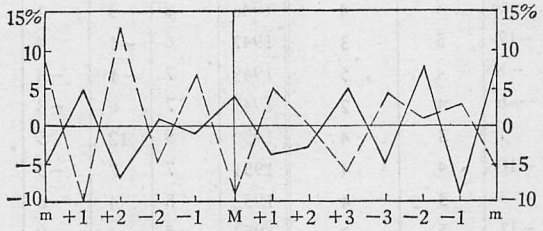


图26·21　上海降水量2年周期与太阳活动11年周期的关系

自1964年开始的第20周是双周，所以预报时用双周的平均值就可以了．

四、综　合　预　报

多年变化、11年周期、2年周期都已经决定了，只要加起来就得到预报值．不过先看一看，按我们找到的规律，对过去的资料有多大代表性．因为 $\bar{R}$，R'，R'' 用的都是平均情况，每年除了这三个因子以外，还有非周期性因子影响．例如2年周期求平均，单周的 m 年四次 R'' 分别为21，−7，5，16，平均得9，而实际每年都不是9．可以粗略把每年与9的差看做非周期项．同样我们排出来的多年变化、11年周期都是平均的，每一年与其平均都有一定差别．但是如果把三个因子加起来能反映大部分 R 的变化，就说明这三种因子是重要的．如果不能反映，就说明非周期性变化，或者还有他因子是重要的，而上述三个因子不那么重要．表26·18为这几个因子综合的情况．把三种变化加起来得到计算

表 26·18　1871—1970 年上海降水量计算与实况

年份	$\bar{R}$	R'	R''	$R°$	$R°$ 级	实况级别	年份	$\bar{R}$	R'	R''	$R°$	$R°$ 级	实况级别
1871	2	1	−9	−6	4		1921	3	2	1	6	2	1
1872	4	−1	5	8	2		1922	2	5	3	10	2	3
1873	6	−2	0	4	3	4	1923	2	−7	−3	−8	4	4
1874	6	−1	−6	−1	4	4	1924	2	−8	5	−1	4	4
1875	7	−3	4	8	2	1	1925	−2	−4	−7	−13	5	5
1876	8	2	1	11	2	5	1926	−2	−7	1	−8	4	2
1877	6	5	3	14	1	4	1927	−2	3	−1	0	3	3
1878	7	−1	−3	3	3	2	1928	−6	−1	4	−3	4	3
1879	7	2	5	14	1	2	1929	−7	−1	−4	−12	5	5
1880	9	−1	−7	1	3	3	1930	−7	6	−3	−4	4	3
1881	7	3	1	10	2	2	1931	−7	4	8	5	2	1
1882	8	4	−1	11	2	2	1932	−10	−4	−9	−23	5	4
1883	8	1	4	13	1	3	1933	−9	−7	9	−7	4	4
1884	7	−1	−4	3	3	3	1934	−9	−8	−10	−27	5	5
1885	6	−2	−3	1	3	3	1935	−7	−7	−5	−19	5	5
1886	3	−1	5	7	2	2	1936	−6	3	7	4	3	5
1887	2	2	8	12	1	3	1937	−4	−1	−9	−14	5	4
1888	2	5	−9	−2	4	4	1938	−3	−1	5	1	3	2
1889	2	−1	9	10	2	1	1939	−2	6	0	4	3	2
1890	−2	2	−10	−10	4	4	1940	−1	12	−6	5	2	3
1891	−2	−1	13	10	2	1	1941	2	7	4	13	1	1
1892	−2	3	−5	−4	4	5	1942	4	4	1	9	2	4
1893	−6	4	7	5	2	3	1943	6	−4	3	5	2	3
1894	−7	1	−9	−15	5	4	1944	6	−7	−3	−4	4	5
1895	−7	−1	5	−3	4	4	1945	7	−8	5	4	3	1
1896	−7	−2	0	−9	4	4	1946	8	3	−1	10	2	2
1897	−10	−1	−6	−17	5	3	1947	6	−1	4	9	2	2
1898	−9	−3	4	−8	4	5	1948	7	−1	−4	2	3	3
1899	−9	2	1	−6	4	2	1949	7	6	−3	10	2	2
1900	−7	5	3	1	3	4	1950	9	12	5	26	1	1
1901	−6	−1	−3	−10	4	4	1951	7	7	−5	9	2	2
1902	−4	2	5	3	3	4	1952	8	4	8	20	1	2
1903	−3	−1	−7	−11	5	3	1953	8	−4	−9	−5	4	4
1904	−2	3	1	2	3	4	1954	7	−7	9	9	2	1
1905	−1	4	−1	2	3	2	1955	6	−8	−10	−12	5	4
1906	2	1	4	7	2	1	1956	3	−4	13	12	1	2
1907	4	−1	−4	−1	4	2	1957	2	3	7	12	1	1
1908	6	−2	−3	1	3	3	1958	2	−1	−9	−8	4	4
1909	6	−1	5	10	2	2	1959	2	−1	5	6	2	2
1910	7	−3	−5	−1	4	3	1960	−2	6	0	4	3	3
1911	8	2	8	18	1	2	1961	−2	7	4	9	2	3
1912	6	5	−9	2	3	2	1962	−2	4	1	3	3	4
1913	7	−1	9	15	1	4	1963	−6	−4	3	−7	4	2
1914	7	2	−10	−1	4	2	1964	−7	−1	−3	−11	5	5
1915	9	3	−5	7	2	1	1965	−7	2	5	0	3	4
1916	7	4	7	18	1	2	1966	−7	3	1	−3	4	3
1917	8	1	−9	0	3	4	1967	−10	4	−1	−7	4	5
1918	8	−1	5	12	1	2	1968	−9	1	4	−4	4	5
1919	7	−2	0	5	2	3	1969	−9	−1	−4	−14	5	3
1920	6	−1	−6	−1	4	4	1970	−7	−2	−3	−12	5	5

值，记为 R°，例如，1941 年的 $\bar{R}$ 为 1941 与 1906年 $\bar{R}$ 平均，即 $1/2(1.3+2.0)=1.7=2$，1941 年为 $m-3$ 年，用后 4 周平均 $R'=7$，因为是单周，$R''=4$，所以 $R^\circ=13$. 为了便于比较，按第二十四章中讲述的方法把 R 分为 5 级，1 级为多雨，2 级偏多，3 级正常，4 级偏少，5 级少雨. 把计算的 R° 也分为 5 级. 分级的界限在 R 与 R° 有些不同，因为计算的值总是偏小一些，所以 1 级与 5 级的界限对 R° 稍微降低，以保证各级出现的概率为 1/8, 1/4, 1/4, 1/4, 1/8. 比较结果给在表 26·19 中. 显然大部情况还是可以的，计算与实况差 1 级或不差的占 84% 左右. 而没有计算 1 级出现 5 级，或者计算 5 级出现 1 级的. 按这样排表，1970 年应为少雨. 因为这一年的 11 年周期，应为 −2 即世纪周期下降阶段中的 $M+2$ 年，而 2 年周期为双周的 $M+2$ 年，为 −3. 多年变化为 −7. 合起来 −12 已达到 R° 的 5 级标准. 实况是这一年降水 863 毫米，降水距平百分比为 −25，即属于 R 的 5 级. 预报正确. 这样看来不止可以做一年预报也可以报 3—5 年，或更长时期. 但是应当考虑到情况是复杂的，需要不断修改预报方案. 虽然原则上可以报很多年，但是还要经过较长时间的实验才能肯定. 同时只考虑了三种周期项，而非周期项没有考虑，所以计算与实况还有不少出入，需要进一步改进. 这里主要是通过这个例子介绍分析预报的方法.

表 26·19 降水量计算与实况比较

实况 \ 计算	1	2	3	4	5	和
1	3	8	1	0	0	12
2	6	9	5	5	0	25
3	2	6	7	4	3	22
4	2	1	6	13	4	26
5	0	1	1	5	5	12
和	13	25	20	27	12	97

附 篇　第二十七章　天气图分析

一、天 气 图 底 图

天气图底图就是空白地图，上有气象站号，可把观测资料填在上面．天气图底图的范围和比例尺大小根据天气分析的内容和预报时效的长短，预报区域的大小和不同季节、不同地区的天气特点决定．天气图底图的投影要求符合以下条件：(1)保持形状正确；(2)保持方向正确；(3)保持面积正确．一般主要考虑形状正确和方向正确两点．常用的天气图底图有下列两种．

(一) 双标准纬线(30° 和 60°)的等角圆锥投影

这种投影是将平面图纸卷成圆锥形，与地球仪在 30° 和 60° 两个纬圈相割，光源置于地球中心，将地形投影到圆锥形的图纸上，然后将图纸展开成扇形，见图 27·1．在这种投影的地图上，经线成放射形的直线，纬线成同心圆弧，见图 27·2．相割的两个纬圈，30° 和 60° 是标准圈，和地球仪 30° 和 60° 纬圈的实际长度相同，30° 和 60° 之间纬圈的长度比地球仪纬圈的实际长度缩小一些，30° 和 60° 之外的纬圈长度比地球仪纬圈的实际长度放大一些．这种底图基本上符合方向正确和形状正确的条件，但比例尺大小在 30° 和 60° 纬圈之间略小一些，在 30° 和 60° 之外略大一些，因此，最适用作中纬度地区的天气图．在我国，欧亚高空图和地面图都采用这种投影．地面图，因台站的地理位置和季节不同，所用的范围也不同．北方台站在冬季所用范围为：西到乌拉尔山附近(东经 60°)，东到日本附近(东经 145°)，北到北纬 65°，南到北纬 20° 附近；而在夏季和南方台站则南部扩大到北纬 10°，北部减少到北纬

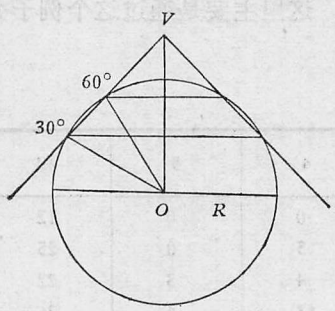


图 27·1　双标准纬线等角圆锥投影

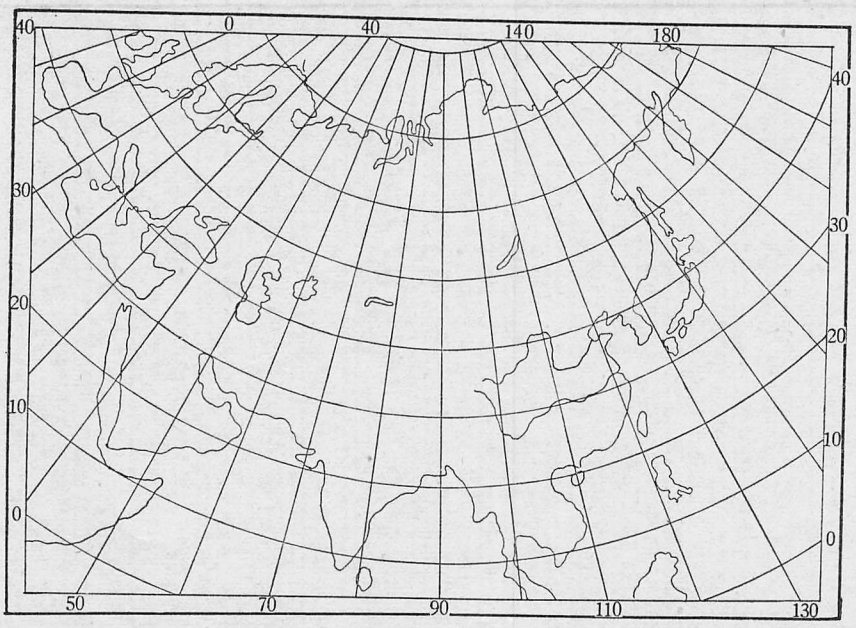


图 27·2　圆锥投影欧亚图

55°。地面图的比例尺都为1:10,000,000，即图上1厘米相当于100公里。局部地区的区域天气图比例尺要大一些，如华北地区的区域天气图比例尺为1:5,000,000，即图上1厘米相当于50公里，北京地区的小天气图比例尺为1:1,000,000，即1厘米相当于10公里。

高空图的范围一般较地面图大一些，常用的500毫巴等压面图，西从西经40°，跨过欧亚大陆东到西经170°，南北从北纬10°到极地。常用的850毫巴图，因预报时效较短，所以范围较小一些，东西从东经155°到东经30°，南北从北纬15°到北纬75°。其比例尺均为1:20,000,000，即1厘米相当于200公里。

（二）极地平面投影

这种投影是将平面图纸和北极相切，光源置于南极，经线成为从北极出发的放射形直线，纬线成同心圆，见图27·3和图27·4。这种投影保持方向和形状的正确，但面积越近赤道越大，比例尺各纬圈不相同。这种图表现北极和高纬地区比较真实，所以一般用作北半球天气图和极区天气图。我国所用的北半球天气图的比例尺为1:30,000,000，即1厘米相当于300公里。

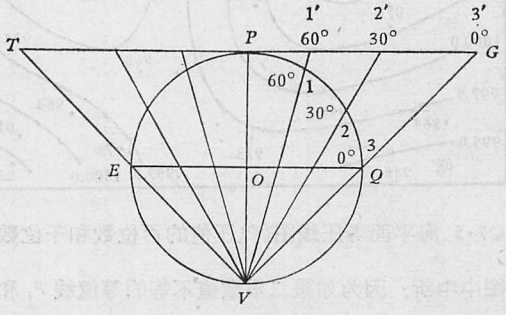


图27·3　极地平面投影

二、地面天气图分析

（一）海平面气压场分析

气压的分布称为气压场。海平面上的气压分布称为海平面气压场。气压的空间分布（即三度空间分布，包括水平的和垂直的空间分布），称为

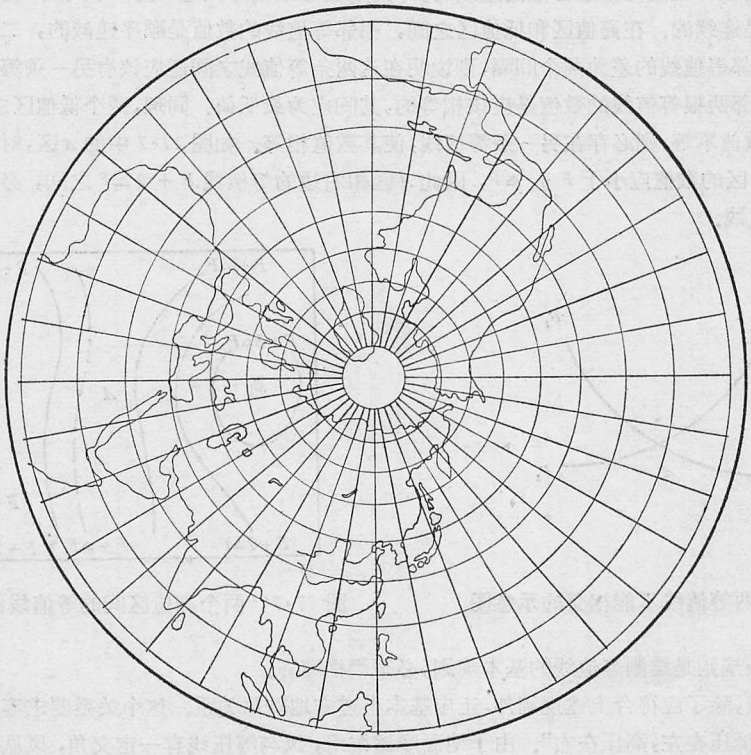


图27·4　极地平面投影北半球图

空间气压场。其他气象要素场的概念与此相同。

海平面气压场分析就是在地面图上绘制出等压线，即把气压数值相同的各点连成线。绘制出等压线后，就能够清楚地看出气压场在海平面上的分布情况。

1.等值线分析规则

等压线是等值线的一种，具有各种等值线分析的共同规则。图 27·5 是一张海平面上的等压线分析图，从图中等压线的特点，可以看出等值线有以下几个基本特点，掌握了等值线的这些特点就可以运用它来正确地进行各种气象要素的等值线分析。

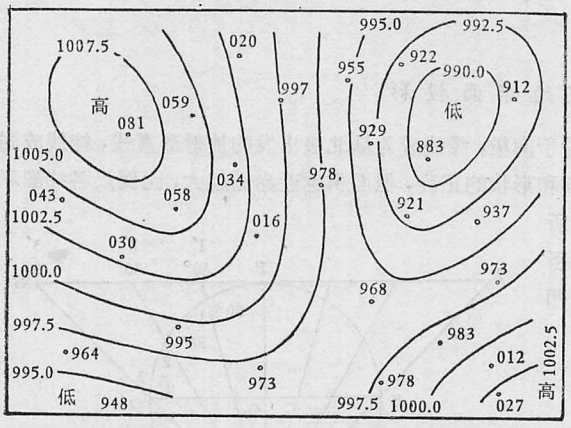


图 27·5 海平面等压线图(气压值的百位数和千位数未填)

（1）同一条等值线上要素值处处相等。这就是说分析时，必须使等值线通过数值相等的测站。

（2）等值线一侧的数值必须高于另一侧的数值。这就是说分析时等值线应在一个高于等值线数值的测站和一个低于等值线数值的测站之间通过。而不能在都高于(或都低于)等值线数值的两个测站之间通过。

（3）等值线不能相交，不能分支，不能在图中中断。因为如果二根数值不等的等值线 F_1 和 F_2 相交，交点上必然会出现二个不同的数值，这是不可能的。因为 A 点上只能有一个数值，或者其数值为 F_1，或者其数值为 F_2，如图 27·6。

（4）相邻两根等值线的数值必须是连续的，即其数值必须相等，或只差一个间隔，这是因为各种要素场的分布都是连续的。在高值区和低值区之间，相邻等值线的数值是顺序递减的，二者只差一个间隔，如果两条相邻等值线的差为两个间隔，则说明在这两条等值线之间还应该有另一条等值线。在两个高值区域间，相邻两根等值线的数值是应该相等的，其间应为最低值。同理，两个低值区之间，应为最高值。如果两者数值不等，则必存在另一条等值线，使其数值相等。如图 27·7 中的 A 区，对于左边的等值线 $F+\triangle F$，A 区的数值应小于 $F+\triangle F$，因此 A 区和右边的等值线 $F+2\triangle F$ 之间，必定还有另一根 $F+\triangle F$ 的等值线。

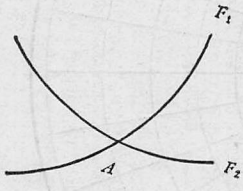


图 27·6 两等值线不能相交的示意图

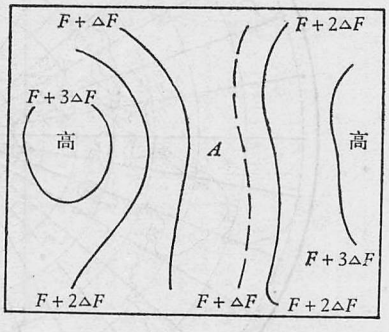


图 27·7 两个高值区间的等值线绘制规则

以上这四条规则是绘制等值线的基本规则，必须严格遵守。

分析等压线，除了应符合上述规则外，还应基本上遵守地转风关系。这个关系要求等压线和风向平行，“背风而立，低压在左，高压在右”。由于地面摩擦作用，风与等压线有一定交角，风从等压线的高压一侧吹向低压一侧。风向和等压线的交角，在海洋上一般为 15°，在陆地平原地区约为 30°。但在我国

西部及西南地区大部分山地和高原的情况下，往往地转风关系难于遵守。图 27·8 为等压线和风的关系。在分析等压线时，应当考虑风，不要使风与等压线关系偏离地转风关系太远。

2.绘制等压线的注意事项

（1）等压线用黑色铅笔绘制，

（2）等压线一般应保持平滑，除非有可靠的记录外，应避免不规则的小弯曲和突然的曲折（通过不连续线时例外）。等压线的分布从疏到密，或从平直到弯曲间的变化，必须逐渐过渡，只有在等压线很稀疏的地区（如低纬度及中纬度的夏季），并有可靠的记录作根据时，才可分析局部的小弯曲。图 27·9 是等压线绘制的实例，其中虚线的绘制是欠妥的，有很多小弯曲，等压线的曲率和疏密分布没有规律。实线是正确的绘制。

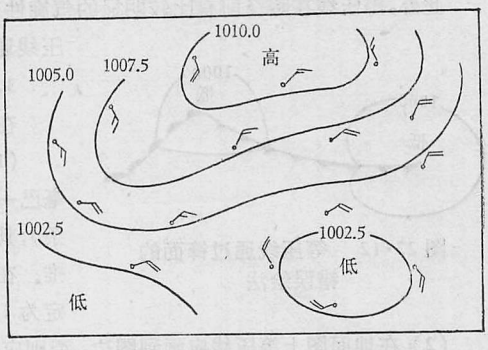


图 27·8　等压线与风的关系

（3）相邻两站间气压变化比较均匀时，等压线的位置可用内插法确定。在风速大的地区，等压线可分析得密集一些，在风速小的地区，等压线可分析得稀疏一些。

（4）根据梯度风的原则，在低压区等压线可分析密集一些，在高压区等压线应分析得稀疏些，高压中心附近应基本上是均压区。

（5）两条数值相等的等压线，要尽量避免互相平行，并相距很近。如图 27·10 所示的情况，在没有确实可靠的记录所限时，应尽可能绘制成实线所示的形式。其原因是一般情况下，大范围的空气运动，不可能构成很大的风切变现象。

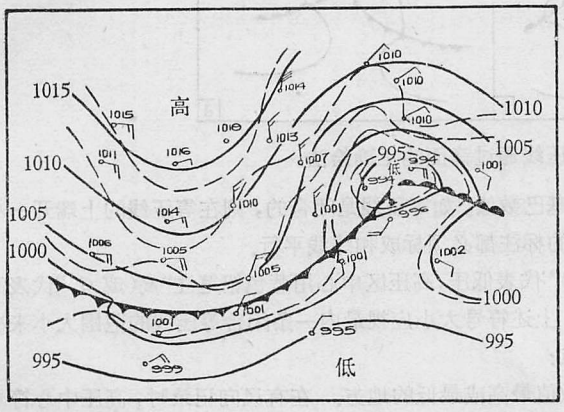


图 27·9　等压线分析实例

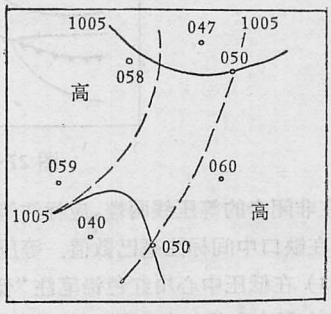


图 27·10　（说明同图 27.9）

（6）绘制等压线时，应尽可能地参考风的记录，如图 27·11(b) 所示，没有参考风的记录把鞍形场分析成一个低压区，其正确的分析应如图 27·11(a) 所示。

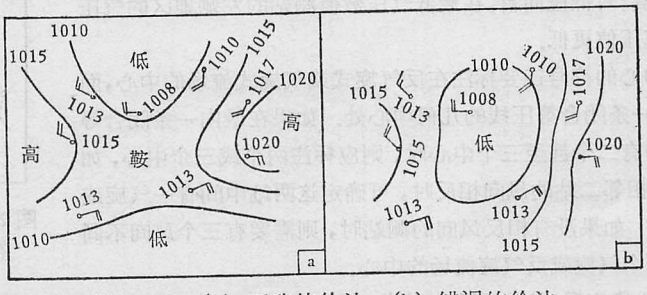


图 27·11　(a) 正确的绘法，(b) 错误的绘法

(7) 等压线通过锋面时，往往有折角或气旋性曲率的突然增加，而且折角要指向高压．初学者往往容易把折角指向低压，如图 27·12 所示是不正确的．

此外，等压线在暖锋前有比较明显的气旋性弯曲，冷锋后有较明显的反气旋性弯曲．图 27·13 为等压线通过锋面时的几种常见形式．

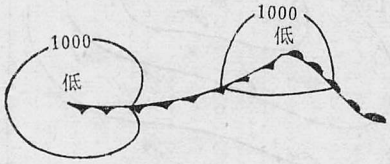


图 27·12　等压线通过锋面的错误绘法

3.绘制等压线的技术规定

在实际工作中，绘制地面图上等压线时应遵守下列规定：

(1) 在亚洲、东亚、中国区域地面图上，等压线每隔 2.5 毫巴一条（在冬季气压梯度很大时，也可以每隔 5 毫巴绘一条）；其数值规定为 1000.0，1002.5，1005.0 毫巴等，其余类推．在北半球，欧亚地面图上则每隔 5 毫巴绘一条，其数值规定为 1000，1005，1010 毫巴等，其余类推．

(2) 在地面图上等压线应画到图边，否则应闭合．在没有记录的地区可例外．但应将各条并列的等压线末端排列整齐，落正于某一定的经线或纬线上．

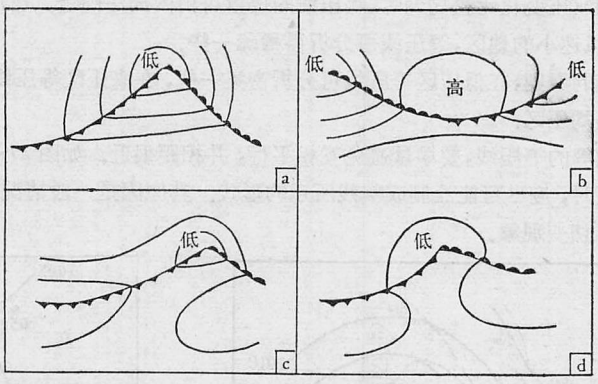


图 27·13　等压线通过锋面的正确绘法

在非闭合的等压线两端，应标注等压线的毫巴数值，如等压线是闭合的，则在等压线的上端开一小缺口，在缺口中间标注毫巴数值．等压线数值的标注都必须标成和纬线平行．

(3) 在低压中心用红色铅笔注“低（或 D）”代表低压，高压区中心用蓝色铅笔注“高（或 G）”代表高压，在台风中心用红色铅笔注“ϕ”代表台风．上述符号大小应视最内一条闭合等压线的范围大小来决定．标注高低压中心的符号时要注意以下二点：

(i) 高、低压中心的符号，应标注在气压数值最高或最低的地方．在有风向记录时，高压中心符号应标注在气压记录数值最高测站的右侧（背风而立），如图 27·14；低压中心符号应标注在气压记录数值最低测站的左侧（背风而立）．离开的距离看风速大小而定，风速大可以离得远一些，风速小则可靠得近些．其原因是，对高压而言，在最高气压数值测站的右侧地区的气压值，应比该测站气压值更高；对低压而言，在最低气压数值测站的左侧地区的气压值，应比该测站的气压值更低．

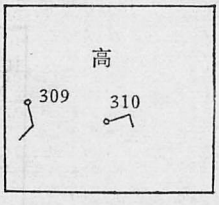


图 27·14　高低压中心符号标注法示例

(ii) 高、低压中心的符号还要标注在反气旋式或气旋式流场的中心，而不一定标注在最内一条闭合等压线的几何中心处．如果在最内一条闭合等压线的范围内，流场有二个甚至三个中心时，则应标注两个或三个中心，如图 27·15 所示．在相邻二站的风向相反时，可确定这两站中间有一气旋或反气旋流场的中心．如果没有相反风向的测站时，则需要有三个风向不同的测站，才能确定一个气旋或反气旋流场的中心．

(4) 高低压中心确定后，在“高”和“低”的下方，应根据可靠的气压记录注明气压系统的中心数值．

气压中心数值要用黑铅笔标注全部毫巴数值到个位为止，高压中心的数值用最高气压记录，小数进为整数，低压中心数值用最低气压记录的整数值，小数可略去．如高压最高气压记录为 1023.4 毫巴，则高压中心应标注 1024；如低压气压记录为 1011.5 毫巴，则低压中心应标注 1011．如果用来作为确定气压系统中心数值的气压记录不可靠时，或是气压系统中心没有记录，则气压系统中心的毫巴数值应适当地按气压梯度的分布及该系统前一时刻的中心数值来估计．

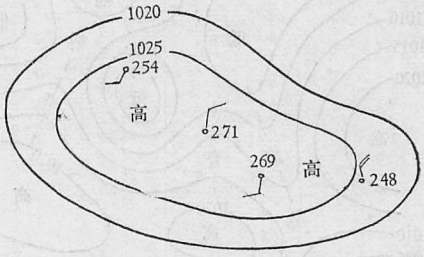


图 27·15　高低压中心符号标注法示例

4．绘制等压线的步骤

第一步：在绘等压线前，首先要对整个图上的气压和风作一全面观察，找出高压和低压区域的大致范围，在风向记录呈气旋式环流（反时针旋转）的地区一定是低压区，呈反气旋式环流（顺时针旋转）的地区一定是高压区．

第二步：起草勾出高压和低压的形势．首先从记录比较多和比较可靠的地区开始分析，在分析比较困难的地区时，可先将周围比较容易分析的地区先分析好，然后再将它们连成一片．

第三步：将已分析好的草图全面检查，然后描实．但要注意不要描得过粗，以醒目清晰为度．

5．地形等压线的绘制

在山地区域，有时由于冷空气在山的一侧堆积，造成山的两侧气压差异很大，使画出来的等压线有明显的变形或突然密集．为了说明这种现象是由于山脉所造成的，将这里的等压线画成锯齿形，并称这样的等压线为地形等压线．图 27·16 为地形等压线的两种常见形式．

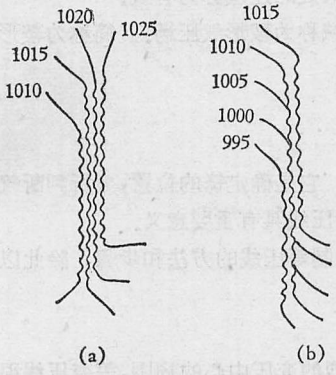


图 27·16　地形等压线

我国最常见的地形等压线是天山地形等压线．当冷空气从天山以北下来时，受天山阻挡大量积聚在天山以北，而不能立即到达天山以南地区，故天山南北二侧气压差别很大，在地面图上即可分析地形等压线，如图 27·17 所示．我国常出现地形等压线的地区还有祁连山和台湾省等地．

绘制地形等压线时必须注意：

（1）当地形等压线很拥挤时，可把几根等压线用锯齿状线连结起来，但数根等压线不能相交于一点，而且要进出有序，两侧的条数应相等，见图 27·16(b)．

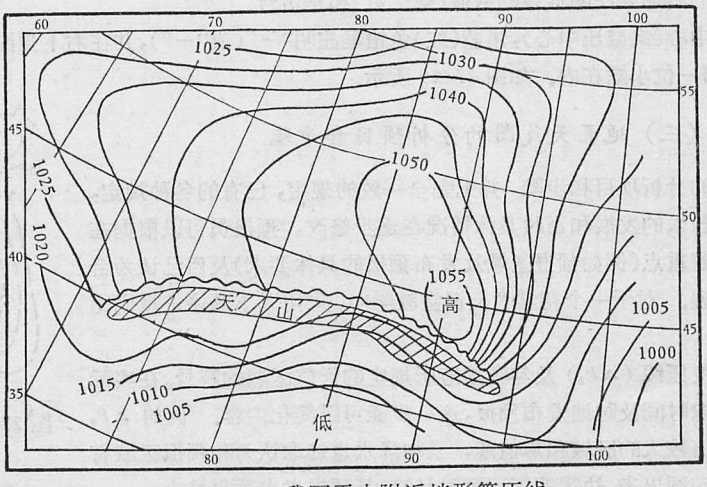


图 27·17　我国天山附近地形等压线

（2）地形等压线要画在山的迎风面或冷空气一侧。

（3）要注意地形的特点和冷空气的活动情况。地形等压线要与山脉的走向平行，不能横穿山脉。

6.气压场的基本型式

通过等压线分析所显示出来的气压场有五种基本型式，如图 27·18 所示，任一张天气图都是由这五种基本型式构成的。五种基本型式为：

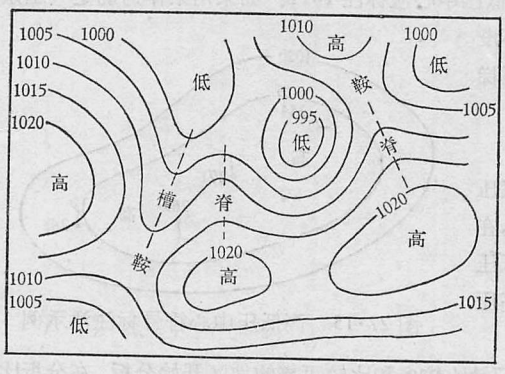


图 27·18　海平面气压场

（1）低压：由闭合等压线构成的低气压区，气压从中心向外增大，其附近空间的等压面，类似下凹的盆地。

（2）高压：由闭合等压线构成的高气压区，气压从中心向外减小，其附近空间的等压面，类似上凸的山丘。

（3）低压槽：从低气压区中延伸出来的狭长区域，叫作低压槽，简称为槽。槽中的气压值较二侧的气压低，槽附近空间的等压面，类似地形中的山谷。从南伸向北的槽称为倒槽。槽中各条等压线弯曲最大处的连线称为槽线，地面图上一般不分析槽线。

（4）高压脊：从高压区延伸出来的狭长区域，叫作高压脊，简称为脊，脊中的气压值较二侧的气压高，脊附近空间的等压面类似地形中的山脊。脊中各条等压线弯曲最大处的连线称为脊线。

（5）鞍形气压场：两个高气压和两个低气压交错相对的中间区域称为鞍形气压场。简称为鞍形场，其附近空间等压面的形状类似马鞍形状。

（二）等 3 小时变压线的绘制

3 小时内的气压变化，反映了气压场最近 3 小时变化趋势和变量。它是确定锋的位置，分析判断气压系统和锋面未来变化的重要根据。因此在地面图上分析等 3 小时变压线具有重要意义。

绘制等变压线同样要遵循绘制等值线的基本规则，同时可参考绘制等压线的方法和步骤，除此以外，还须遵守绘制等变压线的技术规定：

（1）等变压线用蓝色钢笔（也可用黑色铅笔），以细的虚线绘制。

（2）等变压线以零值为标准，每隔 1 毫巴绘一条，但在某些很强烈的变压中心的周围，等变压线很密时，可每隔 2 毫巴绘一条。在气压变化不大（小于 1 毫巴）时，可只画零值变压线。

（3）每条线的两端要注明该线的数值（毫巴数）和正负号。

（4）在加压中心（或减压中心），用蓝（红）色铅笔注明“+”（或“−”），并在右下角注明该范围内的最大变压值，包括第一位小数在内。如图 27·19 所示。

图 27·19　等 3 小时变压线

（三）地面天气图的分析项目和步骤

地面天气图的分析项目和步骤，并无完全一致的规定，已有的各种规定，也经常根据分析技术的发展和当时具体情况在逐步修改，预报员可以根据在当时作预报时的着重点（例如预报区域及发布预报的具体要求）及自己认为合适的程序灵活掌握。对于一个初学者及课堂教学中，采用以下顺序进行则比较合适：

（1）绘制等变压线（$\triangle P_3$）及勾画规范所规定的天气区域的符号，在实际工作中，为了争取时间及时地发布预报，这一步骤可以简化内容。例如 $\triangle P_3$ 线只选画那些数值较大的区域和零值线，云和降水也选取认为和预报区域有关范围内的尽先勾画出来，边远范围可暂时从略，等预报发出后再补上。

(2) 描绘锋和高低压中心的过去位置，并注明时间和强度。

(3) 从最近几张连续的地面与高空图了解最近天气过程中的一般形势及发展趋向，和本张图上云和降水的符号及区域相对照，再对当时所关心的区域范围内气象要素与天气现象的分布作一般的观察，从而掌握大致的演变情况。

(4) 初步确定锋的位置，了解本张图上不同性质气团占据的大致区域，以及它们最近的移动和变性概况。

(5) 轻描等压线。

(6) 将初步绘制出的气压场及天气分布情况用来与初步确定的锋区相校正，将等压线和锋的位置适当地加以修改，最后确定锋的位置和类型。在这一步骤中可以考察一下有无锋的新生和旧的消失。

(7) 完成绘图工作，包括等压线描实及其他属于规范规定的符号等。

(8) 最后审查。

常用的分析符号如表1，2。

表 27·1　锋 的 符 号

锋面	在分析图上有色符号	在单色铅印图上的符号
暖锋	（红色）	
冷锋	（蓝色）	
准静止锋	（蓝色 红色）	
暖性锢囚锋	（紫色）	
冷性锢囚锋	（紫色）	
切变线	（棕色）	

表 27·2　主要天气区的表示方法

天气现象	成片的	零星的	说明
连续性降水	绿色	绿色	除雨以外，其它性质的降水均应标注符号
间歇性降水	绿色	绿色	同上
阵性降水	绿色	绿色	过去天气和现在天气中的阵性降水均应标注
雷暴	红色	红色	过去天气和现在天气中的雷暴均应标注
雾	黄色	黄色	
沙（尘）暴	棕色	棕色	
吹雪	绿色	绿色	
大风	棕色	棕色	凡地面图上填写的风速在12米/秒（即6级）以上，即应标注，其方向与实际风向相同

三、等压面图分析

为了全面掌握天气的变化规律，除了分析地面天气图，还要分析高空天气图，也就是填有某一等压面上气象记录的等压面图.

（一）等压面图的概念

空间气压相等的各点组成的面，称为等压面. 由于同一高度上各地的气压不可能是一样的，所以等压面不是一个水平面，而是象地形一样的起伏不平的面，用来表示等压面的起伏形势的图，称为等压面形势图，等压面相对海平面的形势称为绝对形势图，简称为等压面图.

等压面的起伏形势，可以采用绘制等高线的方法表示出来：即将各站某同一气压所在的海拔高度值填在图上，然后连接高度相等的各点绘制出等高线，从等高线的分布就可以看出等压面的起伏形势.

如图 27·20 中，P 为等压面，$H_1, H_2 \cdots\cdots H_5$ 为厚度间隔相等的若干水平面，它们分别和等压面相截（截线以虚线表示），因每条截线都在等压面 P 上，故所有截线上各点的气压均等于 P，将这些截线投影到水平面上，便得出 P 等压面上距海平面高度分别为 $H_1, H_2 \cdots\cdots H_5$ 的许多等高线，其分布情况如图的下方所示，从图中可以看出，和等压面凸起部位相应的是一组闭合等高线构成的高值区，高度值由中心向外递减；和等压面下凹部位相对应的是由一组闭合等高线构成的低值区，高度值由中心向外递增.

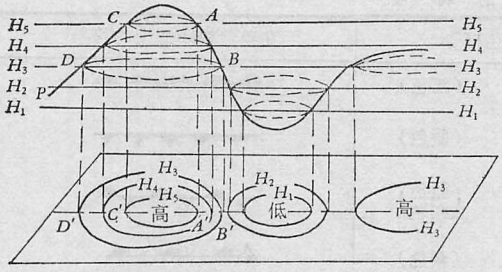


图 27·20　等压面和等高线的关系

从图中还可以看出，等高线的疏密同等压面的陡缓是相应的. 等压面陡的地方如图中 A, B 处相应的 A', B' 处等高线密集；等压面平缓的地方，如图 C, D 处相应的 C', D' 处等高线也比较稀疏.

分析等压面形势图，目的是要了解空间气压场的情况，因为等压面的起伏不平现象实际上反映了等压面附近的水平面上气压分布的高低，例如在图 27·21 中，有一组数值为 680，690，700，710 毫巴的等压面和高度为 H 的水平面. 由于气压总是随高度降低的，所以气压值小的等压面总是在上面，680 毫巴等压面在最上面，而 710 毫巴的等压面在最下面. 而在高度为 H 的水平面上 A 点处的气压最高为 710 毫巴，而 B 点处的气压最低为 690 毫巴，所以 700 毫巴等压面必然在 A 点的上方，在 B 点的下方，即 700 毫巴等压面在 A 点上空是凸起的，在 B 点处是凹的. 由此可知，同高度上气压比四周高的地方，等压面的高度也较四周为高，表现为向上凸起，而且气压高得越多，等压面凸得越厉害（如 A 点处）；同高度上气压比四周低的地方，等压面的高度也较四周的低，表现为下凹，而且气压越低，等压面向下凹得越厉害. 因此通过等压面图上的等高线的分布，就可以知道等压面附近空间气压场的情况，等高线数值高的地方气压高，等高线数值低的地方表示气压低. 等高线密集的地方表示气压水平梯度大.

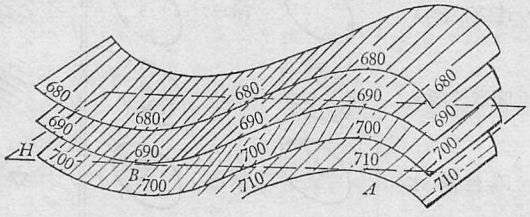


图 27·21　等压面的起伏与等高面上气压分布的关系

常用的等压面图有以下几种：

850 毫巴等压面图，其拔海高度大约在 1500 米左右，

700 毫巴等压面图，其拔海高度大约在 3000 米左右，

500 毫巴等压面图，其拔海高度大约在 5500 米左右，

300 毫巴等压面图，其拔海高度大约在 9000 米左右，

200 毫巴等压面图，其拔海高度大约在 12000 米左右，

100 毫巴等压面图，其拔海高度大约在 16000 米左右.

在 100 毫巴图以上还有 50 毫巴图、30 毫巴图和 10 毫巴图不等.

（二）等压面图的分析

1.等高线的分析

等压面上风和等高线的关系和等高面上风与等压线的关系一样，适合地转风关系，这已在前面证明. 由此可知，分析等高线时，同样需要按照下述规则：

（1）等高线的走向和风向平行，在北半球，背风而立，高值区在右，低值区在左.

（2）等高线的疏密（即等压面坡度）和风速的大小成正比. 由于高空空气的运动，受地面摩擦的影响很小，因此等高线和风的关系，非常接近于地转风，等高线基本上和高空的流线一致. 因此，在分析等高线时要特别重视流场的情况，除非测站的风向记录不正确之外，等高线的走向，应和风向一致，不能相反或夹角过大. 等高线的疏密也应和风速大小相一致.

2.等温线分析

绘制等温线时，除主要依据等压面上的温度记录进行分析外，还可参考等高线的形势进行分析. 如 700 毫巴或 500 毫巴以上的等压面，高温区往往是等压面高度较高的区域. 反之，低温区往往是等压面高度较低的区域. 因此，在高压脊附近温度场往往有暖脊存在，而在低压槽附近温度场往往有冷槽存在. 如图 27·22 所示. 约在 300 毫巴以上等压面，高度场和温度场的关系就比较复杂了.

经过等温线分析后，可以看到等压面图上的温度场有冷、暖中心和冷舌、暖舌. 等温线密集带即等压面图上的锋区所在.

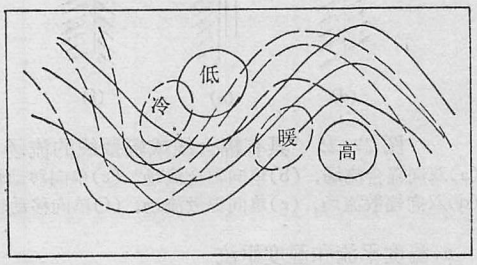


图 27·22　等压面上温度场（虚线）和高度场（实线）示例

3.湿度场分析

分析等比湿线或等露点线或等温度露点差线表示湿度场. 湿度场中有干湿中心和湿舌、干舌.

4.流线分析

在低纬度地区，地转偏向力很小，空气运动不能遵守地转风关系，因此分析等高线不能很好表示空气水平运动状况，需要作流线分析，表示流场在某一固定时刻空气的运动情况，即流线. 这种流线上各点的切线方向和该点的实际风向是一致的.

绘制流线时应注意以下几点：

（1）流线用带箭头的黑色曲线表示，箭头表示气流方向，流线上各点的风向必须与流线相切，如图 27·23(a) 所示.

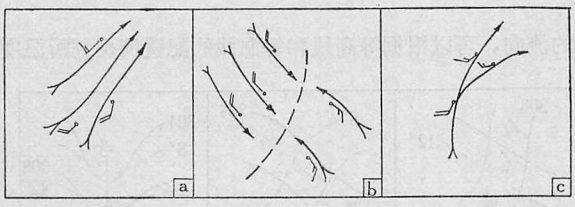


图 27·23　流　线

（2）流线除能起止于图的边缘外，也能起止于风向有急剧变化的地方，如图 27·23(b) 所示.

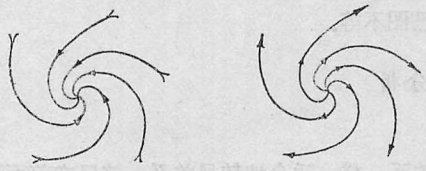
（3）流线不能交叉，因为在交叉点上有两个切线方向，而风向在一点上应当只有一个. 但流线可以分支，因为在分支点上只有一个公切线方向，即只有一个风向. 如图 27·23(c) 所示.

（4）有时流线疏密程度可以参考风速大小绘制. 风速大流线应画得密些，风速小流线应画得稀些.

（5）流线是反映空气的真实运动情况，因此应充分考虑每个风向记录，除确实有错误的以外，不要随意舍掉.

在日常分析中常见的水平流场形式有如图 27·24 和 27·25 所示的八种.

具有辐合点(汇)或辐散点(源)的流场，即所有流线都是螺旋式从四周向中心一点辐合或从中心一点向四周辐散，如图 27·24 所示.



(a) 单汇辐合流场　　(b) 单源辐散流场

图 27·24　具有汇和源的流场

流线从两边或一边向辐合线辐合，或从辐散线向两边或一边辐散，如图 27·25 所示.

5. 槽线和切变线分析

槽线是低压(高度)槽中等压(等高)线曲率最大点的连线. 而切变线则是风的不连续线，在这条线的两侧风向有较强的气旋性(反时针方向)旋转的切变. 由于风场与气压场的相互适应，所以槽线两侧风向必定也有明显的转变；同样，风有气旋性改变的地方，一般也是槽线的所在. 两者有不可分割的联系. 如图 27·26 所示. 所不同的是，槽线是从气压场着眼的，是气压场的特征线；而切变线是从流场着眼的，是风场的特征线. 习惯上往往把风向气旋性切变特别明显的两个高压之间的狭长低压带和非常尖锐而长的槽中间分析成切变线，而在气压梯度比较明显的低压槽中分析槽线.

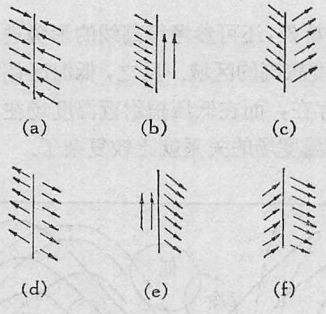


图 27·25　具有辐合线或辐散线的流场

(a)双向辐合流场，(b)单向辐合流场，(c)单向移动辐合流场

(d)双向辐散流场，(e)单向辐散流场，(f)单向移动辐散流场

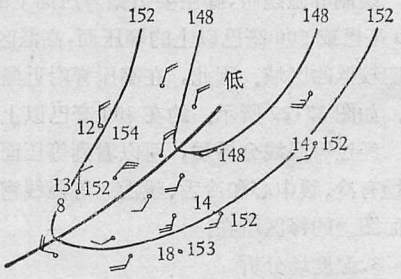


图 27·26　切变线或槽线

6. 温度平流和湿度平流

由于冷暖空气的水平运动而引起的某些地区增暖和变冷的现象，称为温度的平流变化，简称温度平流. 同理，湿度平流是指干、湿空气的水平运动而引起的某些地区湿度改变的现象.

掌握判断温度平流的方法，不仅可以直接判断温度的变化，而且根据温度的变化，还可以推断气压场的变化，因为温度的变化，将引起空气密度的变化，如果 500—1000 毫巴这样厚的对流层内有暖平流使气温升高，密度减小，则在暖平流发生区域的地面气压将下降，相反，如果是冷平流，则地面气压将升高.

由于等压面图上等高线的分布决定了空气的流向，可以根据等高线和等温线的配置情况判断温度平流的正负和大小.

如图 27·27(a)，等高线与等温线成一交角，气流由低值等温线方面(冷区)流向高值等温线方面(暖区)，显然，在此情况下空气所经之处，温度将下降，即有冷平流. 图 27·27(b) 的情况恰好与 (a) 相反，气流由高值等温线方面(暖区)流向低值等温线方面(冷区)，因而有暖平流. 图 27·27(c) 中 AA' 线所在区域等温线和等高线平行，

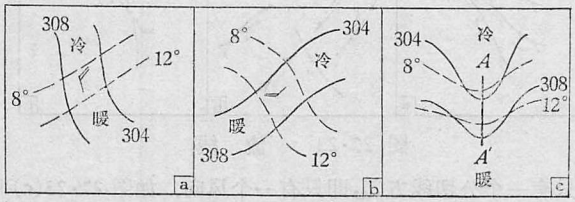


图 27·27　温度平流

[(a)冷平流，(b)暖平流，(c)平流零线；实线为等高线，虚线为等温线，AA' 线为平流零线]

显然此区域既无冷平流，也无暖平流，温度平流为零．AA' 线称为平流零线，也就是冷暖平流的分界线．

除了判断温度平流的符号，还要判断平流的强度，即单位时间内因温度平流而引起的温度变化的数量大小．温度平流的强度，可以从以下三方面来判断．

（1）等高线的疏密程度．如其他条件相同，等高线越密，则风速越大，平流强度也越大．

（2）等温线的疏密程度．如其他条件相同，等温线越密，说明温度梯度越大，平流强度也越大．

（3）等高线与等温线交角的大小．如其他条件相同，等高线与等温线的交角越接近 90°，平流强度也越大．

同理，将湿度场和气压场结合起来分析，也就可以看出湿度平流的情况．

（三）绘制等压面图的技术规定

1．等高线

（1）等高线用黑铅笔以平滑实线绘制．在比例尺为二千万分之一的欧亚图上，各等压面上的等高线均以每隔 40 位势米划一条，在每条线的二端均需标明位势米的千位、百位和十位数，并规定为：

850 毫巴图上画 144，148，152 …… 等线，

700 毫巴图上画 296，300，304 …… 等线，

500 毫巴图上画 496，500，504 …… 等线．

在冬半年（10 月至次年 3 月）500 毫巴图上有时每隔 80 位势米画一根，如 496，504，512 等线．

当等高线过于稀疏时，可用黑色断线加画规定数值以外的等高线．

（2）在等压面图上，高位势区中心以蓝色铅笔标注“高（或 G）”字，低位势中心以红色铅笔标注“低（或 D）”字．“高”、“低”字的标注位置与水平气压场图上确定高压和低压中心位置办法相似．

（3）在 700 毫巴图和 500 毫巴图上分别用带箭头的蓝、红色铅笔实线表示过去 12 小时或 24 小时高、低压中心移动路径，并标出中心强度（标至十位数）．

2．等温线

（1）等温线用红色铅笔绘制细实线．以 0℃ 为基准，每隔 4℃ 画一条，如 −4℃，0℃，4℃，8℃…… 等，所有等温线两端须标明温度数值．夏季或者在必要时可隔2℃画一根等温线．

有时不画等温线，而画等厚度线，在 500 毫巴图上常画 500—1000 毫巴等厚度线．

（2）温度场的暖、冷中心用红色铅笔标注“暖（或 N）”字，用蓝色铅笔标注“冷（或 L）”字．

3．等比湿线

（1）为了表示湿度场，850 毫巴图上应绘制等比湿线．也可以用等露点线（每隔 2℃）来代替等比湿线．

（2）等比湿线用绿色铅笔以平滑实线绘制．规定绘制 0.5，1，2，4，6 等值线（2 克/千克以上每隔 2 克/千克画一条），并在每条线上标明数值．

（3）在比湿最大和最小区域中心用绿色铅笔标注“湿（或 Sh）”字和“干（或 Gn）”字．

4．槽线和切变线

在等压面图上要用棕色铅笔画出当时的槽线和切变线；用黄色铅笔描上前 12（或 24）小时的槽线和切变线．

5．描绘地面天气图上的气压系统中心、雨区和锋系．

（1）在 500 毫巴或 700 毫巴图上用黑色铅笔描出与之相应的地面天气图上的主要气压系统的中心位置，反气旋中心用小圆圈表示，气旋中心用小圆点表示；并用黑色铅笔的矢线连接其过去 24，12 小时的中心位置．

（2）根据需要可把同时间的地面图上成片的降水区用绿色铅笔描绘到 850 毫巴，700 毫巴或 500 毫巴图上．

(3) 要把当时地面天气图上的主要锋系用黑色铅笔描绘到850毫巴图和500毫巴图上，用单色铅印图的符号(表1)即可.

四、剖面图分析

为了了解某些气象要素或物理属性在垂直剖面上的分布，有时要分析剖面图. 它有助于了解大气垂直结构. 因此，虽然它不经常应用，但也是一种重要的工具.

剖面图有两类，即空间剖面图和时间剖面图. 空间剖面图简称为剖面图，是以水平距离为横坐标，高度或气压为纵坐标. 当探空测站网稀疏时，不便于做空间剖面图，就常用时间剖面图代替. 时间剖面图是以时间为横坐标，高度或气压为纵坐标.

时间剖面图上时常分析测风资料. 将某时某高度上的测风填在图中适当位置，按32个方位或360°填绘，北风沿纵轴自上而下，东风沿横轴自右而左，余类推. 这样一种时间剖面图，可以分析各高度上槽脊移动情况. 例如前一、两天08时3公里上为西南风，当天为西北风，可见在这24小时内风有反气旋式旋转，反映有槽过境. 时间剖面图上也可分析温湿压场，分析办法与空间剖面类似，这将在下面讨论.

剖面图(以下指空间剖面图)所取的方向没有一定的规定，视研究对象和资料而定. 如经常作剖面图，方向大多是固定的，通常可取某一子午面，因为热力场和风场在南北方向最清楚. 如果要研究锋区，剖面最好垂直于锋区. 如果要研究某一天气系统，自然剖面方向以选择能够明确表明此系统的特点为好. 为了照顾资料，或把剖面方向移到资料多的地区，或者把离所选剖面不远的测站投影到剖面上去，投影时常用垂直投影办法，也可以沿500毫巴等温线投影.

剖面上究竟分析哪些要素，这要看我们研究对象而定. 一般来说，主要包括热力场和风场.

(一) 热　力　场

热力场一般是用等温线、等位温线来表示，必要时还可加上等露点线表示湿度场. 有时用等θ_{se}(假相当位温)线代替等位温线. 关于位温和θ_{se}的概念在第一篇中曾有介绍.

1. 等温线

剖面上等温线分布，反映了大气的冷暖对比，反映了大气静力稳定度. 画等温线的方法与画其他等值线方法一样. 但是，有几点要注意:

(1) 在对流层里，在北半球，除了少数情况外，一般是南暖北冷，所以等温线是南高北低.

(2) 在对流层里，一般温度随高度递减，所以剖面图上等温线的数值随高度减小. 逆温地区，即温度随高度增加地区，只在有限层次出现，等温线数值有随高度增加现象.

(3) 等温线通过锋区有不连续变化的现象.

2. 等位温线

剖面上等位温线，是反映了大气的干绝热过程的. 如空气质点移动是遵守干绝热过程(通常大气有这种性质)，它是沿着等位温线移动的. 由第一篇已经知道，位温θ和温度T(绝对温度)有如下关系:

$$\theta = T\left(\frac{1000}{P}\right)^{R/c_p},$$

式中R为气体常数，c_p定压比热，P为气压. 由此可知，等位温线在剖面图上有如下特点:

(1) 在对流层里，等位温线是北高南低的. 等位温线的数值，除有限地区外，是随高度增加的.

(2) 等位温线和等温线有反位相的关系，即等位温线上凸地区等温线则凹下去，反之亦然.

(3) 在逆温地区，如锋区，等位温线密集. 剖面上等温线和等位温线的分布，为了示例可看图27·28. 当大气中有凝结现象时，θ就要改变，但假相当位温(θ_{se})仍可不变. 所以在夏季或冬季因我国南方常有凝结降水现象，分析等θ线往往不适宜，多用等θ_{se}线代替.

等温线、等位温线、等θ_{se}线通常取5°间隔.

3. 对流层顶附近的热力场

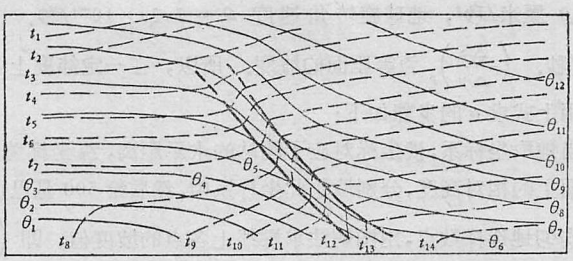
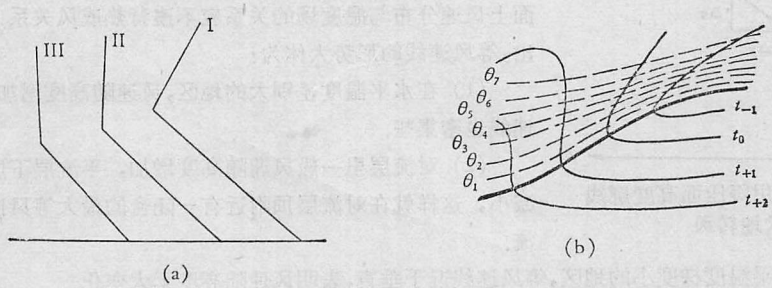


图 27·28　南北剖面上等温线(细虚线)和
等位温线(细实线)(粗线为锋区)

对流层和平流层之间的界面称为对流层顶. 它对温度来说是连续的，对于温度垂直递减率来说是不连续的. 在对流层里，温度一般随高度减低. 而平流层下层就不是如此，大体有三种情况. 第一种情况，温度随高度增加. 热带对流层顶以上的温度分布大致如此. 第二种，等温情况. 第三种，温度随高度减低，但递减率只有 1—2℃/1000 米，极地对流层顶以上大致属于这种情况. 这三种情况的温度垂直分布如图 27·29(a) 中曲线 I, II, III 所示.



(a)　　(b)

图 27·29　对流层顶附近温度垂直分布(a)和剖面上的热力场(b)

剖面图上对流层顶附近热力场如图 27·29(b) 所示. 一般特点是，对流层顶位于最低温度区，而且近于与等 θ 线平行. 在平流层下层等 θ 线特别密集.

在中纬度地区，对流层顶常有两、三个，这时定对流层顶就比较复杂些.

(二) 风　　场

剖面图上表现风场通常有两个方面：垂直环流和风速分布.

1.垂直环流

它表示空气在垂直方向上的运动情况. 由两个运动分量组成：垂直运动和沿剖面方向的风速. 垂直运动还不便于直接测量，只有通过计算求得. 沿剖面方向的风速，可由实测风分解求得，如果剖面是沿着子午面的，这个量就是南北风的大小. 有了这两个量，按照一定比例表示它们量的大小，用矢量法填在剖面上适当地区的高度上，而后用绘流线法绘制垂直剖面上的流线，即得垂直环流.

2.风速分布

对流层高层的风速，在水平方向上很不均匀，有一个最大风速的地区，通常称为急流. 剖面上分析风速分布，主要是揭露急流的结构和特点. 通常是分析垂直于剖面方向的风速分布. 如果测风记录完善，将实测风分解出垂直于剖面的风速，填在剖面图上，而后绘等风速线. 等风速线绘法与绘其他等值线一样.

如果测风记录不够完善，可以根据等压面的坡度按地转风关系计算风速. 等压面上的地转风公式为：

$$u = -\frac{g}{2\Omega \sin \varphi}\left(\frac{\Delta z}{\Delta y}\right)_p,$$

式中重力加速度 $g=980$ 厘米/秒^2，地球旋转角速度 $\Omega=7.29\times10^{-5}$/秒．如纬度 φ 为42°，则 $\frac{g}{2\Omega\sin\varphi}$ 约为10^7厘米/秒．$\left(\frac{\Delta z}{\Delta y}\right)_p$ 为等压面的坡度．所以，在一定纬度上各等压面上的 u 是同等压面的坡度成正比的．用上式求 u 的步骤如下：

（1）在方格纸上适当地取坐标系，横坐标对应于测站的水平距离，纵坐标为相对高度，将各站某个标准等压面如500毫巴面上的相对高度，分别填于此坐标系中，然后绘500毫巴面的高度廓线．

（2）在高度廓线上均匀地选择数点，用图解法求廓线上各点的坡度值，即 $\left(\frac{\Delta z}{\Delta y}\right)_p$．如图27·30所示．

（3）将所得的坡度值，以 $\frac{g}{2\Omega\sin\varphi}=10^7$ 厘米/秒乘之，即得 $\varphi=42°$ 处的地转风速值．

（4）将上法所求得的数值乘以 $\frac{\sin 42°}{\sin\varphi}$，进行纬度校正，即得各点垂直于剖面上的地转风速．

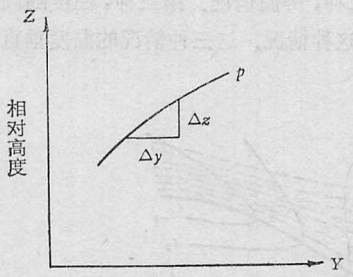


图27·30　用等压面高度廓线求地转风

（5）同样地，求其他标准等压面上的地转风速．

（6）填于剖面上，绘等风速线．

由于风速随高度的变化基本上符合于热成风关系，因而，剖面上风速分布与温度场的关系应不违背热成风关系．由此可以推出，等风速线的形势大体为：

（1）在水平温度差别大的地区，风速随高度增加快，所以等风速线也密集些．

（2）对流层里一般风速随高度增加，平流层下层风速随高度减小，这样就在对流层顶附近有一闭合的最大等风速线区，即急流．

（3）在水平温度梯度小的地区，等风速线近于垂直，表明风速随高度无大变化．

为了示例，给出图27·31．

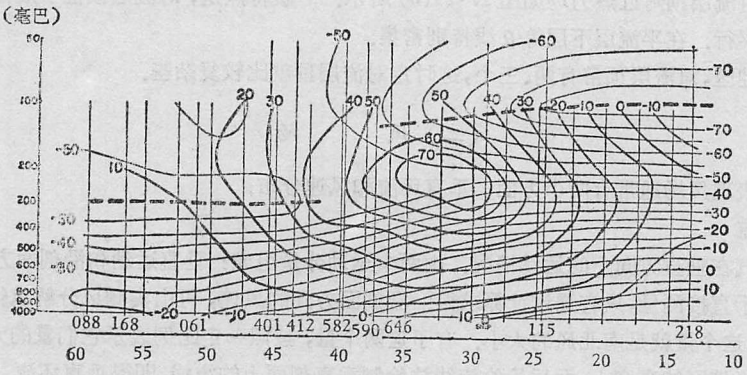


图27·31　南北向剖面图

（细实线为等温线，实线为等风速线，粗断线为对流层顶）